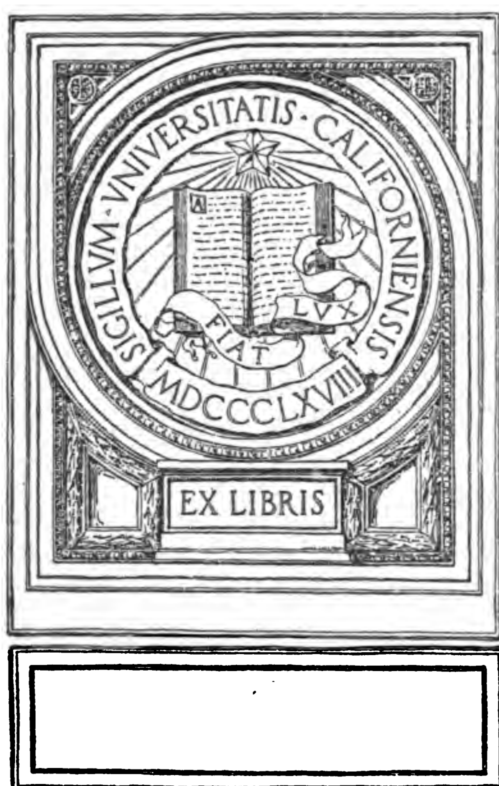


R. BÖRNSTEIN
LEITFADEN DER WETTERKUNDE

DRITTE AUFLAGE



FRIEDR. VIEWEG U. SOHN
BRAUNSCHWEIG


SIGILLVM · VNIVERSITATIS · CALIFORNIENSIS
FIAT LVX
MDCCCLXVIII
EX LIBRIS

LEITFADEN

DER

WETTERKUNDE

LEITFADEN

DER

WETTERKUNDE

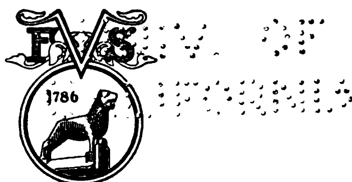
GEMEINVERSTÄNDLICH BEARBEITET

VON

DR. R. BÖRNSTEIN
GEH. REGIERUNGSRAT
PROFESSOR AN DER KÖNIGL. LANDWIRTSCHAFTLICHEN HOCHSCHULE
ZU BERLIN

DRITTE UMGEARBEITETE UND VERMEHRTE AUFLAGE

MIT 55 ABBILDUNGEN IM TEXT UND 26 TAFELN



BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDR. VIEWEG & SOHN
1913

VORWORT.

Dies Büchlein ist der Wahrnehmung entsprungen, daß das Interesse an der Wetterkunde in dauernder Zunahme begriffen scheint. Aus Hörer- und anderen Kreisen ist mir häufig die Frage nach einem Lehrbuch vorgelegt, welches die wichtigsten atmosphärischen Gesetze mit Berücksichtigung neuerer Forschungen in gemeinverständlicher Form und in mäßigem Umfange enthielte. Gerade die Unsicherheit der bisherigen Wettervorhersagung legt mit der Erkenntnis des Übelstandes auch den Wunsch nach Abhilfe nahe, und aus dem Studium der Wetterkunde dürfen wir die tröstliche Erkenntnis herleiten, daß jeder, der mit offenen Augen die Witterung des eigenen Wohnortes verfolgt, sowohl zum Verständnis atmosphärischer Vorgänge wie auch zur vermehrten Sicherheit ihrer Vorhersagung beitragen kann. Die Landwirte und alle jene, deren Tätigkeit vom Wetter abhängt, vermögen auf Grund eigener meteorologischer Kenntnisse entweder selbst das Wetter vorauszusagen oder doch fremde Prognosen richtig zu deuten. Die Lehrer werden in der Witterungskunde vielerlei finden, das zur Belebung des naturwissenschaftlichen und namentlich des Physik- wie auch des Geographieunterrichtes dienen kann, denn oftmals wird Gelegenheit sein, Einprägung und Verständnis der vorgetragenen Naturgesetze durch Anwendung auf allgemein bekannte atmosphärische Vorgänge zu fördern und ohne Vermehrung des eigentlichen Lehrstoffes ein weites und schönes Wissensgebiet dem Unterricht zu erschließen. Indem ich vorzugsweise auf solche Leser hoffe, die der Wetterkunde bisher fernstanden und für sie gewonnen

werden sollen, habe ich mich bemüht, ein möglichst geringes Maß von Vorkenntnissen zugrunde zu legen. Selbstverständlich konnte nicht auf die physikalische Darstellung der Witterungsvorgänge und die Vorführung des ursächlichen Zusammenhanges zwischen den Erscheinungen und den sie bedingenden Naturgesetzen verzichtet werden, doch sind die wissenschaftlichen Grundlagen des Vorgetragenen sorgfältig angegeben, und das recht ausführlich gehaltene alphabetische Register dürfte ausreichen, um etwa gesuchte Erklärungen rasch zu finden und auch denen zu dienen, die das Buch nicht sowohl für zusammenhängendes Lesen wie zum Nachschlagen und zum Beantworten einzelner Fragen benutzen wollen.

Auch dem Meteorologen von Fach ist vielleicht die Zusammenstellung des in den verschiedenen Ländern vorhandenen Witterungsdienstes erwünscht, und ich benutze gern diese Gelegenheit, um allen denjenigen Kollegen herzlich zu danken, die durch Schilderung ihrer heimischen Einrichtungen sowie durch briefliche Ergänzungen aus Anlaß dieser Neuauflage mir jene Darstellung freundlichst ermöglicht haben.

Diese dritte Auflage ist das Ergebnis sorgfältiger Durchsicht und vielfacher Ergänzungen auf Grund der neueren Ergebnisse unserer Wissenschaft. Neben manchen anderen Dingen wurden namentlich dabei berücksichtigt die Studien über Zusammensetzung und Temperatur der oberen Luftschichten, die obere Inversion, die Sonnenstrahlung, die Entstehung besonderer Wolkenformen (Pilze, Türme, Cirren), Sonnenscheindauer, Dämmerungsfarben, Lawinen, Luftdruck im absoluten Kraftmaß („Millibar“), Darstellung der Windablenkung durch die Erddrehung, allgemeines Windsystem der Erde, Blitzgefahr, Luftelektrizität, Temperaturverteilung in den Hochs und Tiefs, Guilbertsche Regel, Isallobaren, Verwendung der Piloten usw. Das Kapitel „Wetterdienst“ ist natürlich bis zur Neuzeit ergänzt und namentlich durch Schilderung des seit 1906 in Deutschland eingerichteten öffentlichen Wetterdienstes vervollständigt, bei dessen allmählicher Gestaltung ich mitwirken durfte.

Wenn demnach inhaltlich das Buch zahlreiche Veränderungen aufweist, ist doch die Anordnung des Stoffes unverändert beibehalten. Hierzu entnehme ich die Berechtigung aus der Tatsache einer bereits erforderlich gewordenen Neuauflage, welche mich hoffen läßt, daß die bisherige Anordnung die Zustimmung der Leser gefunden hat.

Durch die Güte des inzwischen leider verstorbenen Herrn Teisserenc de Bort war es möglich, eine Anzahl der im Internationalen Wolkenatlas veröffentlichten schönen Bilder für dies Werk zu benutzen. Auch in dieser Ausgabe finden sich einige neue, im Wolkenatlas von 1910 enthaltene Abbildungen, für deren freundliche Hergabe ich den Herren de Quervain und Hildebrandsson sowie Frau Professor Sprung bezüglich eines von ihrem verstorbenen Gatten aufgenommenen Bildes herzlich danke. Das Literaturverzeichnis erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, sondern enthält lediglich diejenigen Arbeiten, deren Erwähnung im Text zur Begründung des Vorgetragenen mir nötig schien, und bei denen durch eingeklammerte Zahlen auf das Literaturverzeichnis verwiesen ist.

Endlich erfülle ich eine angenehme Pflicht, indem ich der Verlagsbuchhandlung für die reichliche Ausstattung mit guten Abbildungen meinen besten Dank sage. Es sind in dieser Auflage zahlreiche neue Textbilder hinzugekommen und die Tafeln durch einige Wolkenbilder, sowie durch eine Übersichtskarte des norddeutschen öffentlichen Wetterdienstes vermehrt worden.

Berlin, im März 1913.

R. Börnstein.

INHALT.

Die eingefügten Ziffern bedeuten Seitenzahlen.

Einleitung.

Die Meteorologie (Wetterkunde) oder Physik der Atmosphäre hat als Ziel die wissenschaftliche Erkenntnis der in der Luft stattfindenden Vorgänge und die praktische Anwendung dieser Erkenntnis zur Vorhersagung der kommenden Witterung.

Die atmosphärische Luft besteht in ihren unteren Schichten hauptsächlich aus Sauerstoff und Stickstoff; dazu kommen noch Wasserstoff und die neuerdings entdeckten Gase Argon (1894), Helium (1895, vorher bereits als Sonnenbestandteil bekannt), Krypton, Neon und Xenon (1898), sowie wechselnde Mengen von Ozon, Wasserdampf, Kohlensäure, Ammoniak, schwefliger Säure, Schwefelwasserstoff usw.

Über die Menge der einzelnen in trockener Luft enthaltenen Bestandteile gibt die folgende, nach Vorgang von Hann (1) zusammengestellte Tabelle Auskunft.

	Dichte, bezogen auf Luft	Gewicht v. 1 Liter in 45° Breite und Meeresniveau bei 0° und 760 mm Quecksilberdruck	Volumprozente an der Erdoberfläche	Partialdruck an der Erdoberfläche
		g	Proz.	mm
Stickstoff	0,9672	1,2514	78,03	593,03
Sauerstoff	1,1055	1,4292	20,99	159,52
Argon	1,3775	1,7809	0,937	7,121
Kohlensäure	1,5291	1,9768	0,03	0,228
Wasserstoff	0,0695	0,089873	0,01	0,076
Neon	0,6963	0,9002	0,00123	0,0094
Krypton	2,868	3,708	0,001	0,0076
Helium	0,1378	0,1782	0,0004	0,00304
Xenon	4,526	5,851	0,0001	0,00076
Luft, trocken und kohlensäurefrei	1	1,2928	100	760

Die Volumprozente von Argon, Neon, Helium, Krypton und Xenon sind nach Ramsay (2) angegeben. Claude (3) fand für Neon und Helium etwas höhere Zahlen. Den Wasserstoffgehalt der Atmosphäre fand Gautier (4) in Meeresluft zu 1,21 mg, in Waldluft zu 1,54 mg, in Gebirgsluft zu 1,97 mg auf 100 Liter, in Pariser Stadtluft noch größer. Dem entspräche ein Betrag von etwa 0,015 Vol.-Proz.;

mit Rücksicht auf den von Lord Rayleigh angegebenen geringeren Wasserstoffgehalt und nach Hanns Vorgang wurde nur 0,01 Vol.-Proz. in Rechnung gestellt.

Die Kohlensäure ist oben im durchschnittlichen Betrage von etwa drei Raumteilen auf 10 000 angenommen, schwankt aber nach Zeit und Ort erheblich. Quellen für die atmosphärische Kohlensäure sind Atmung, Verwesung, Verbrennung; Exhalationen aus dem Boden; Grundluft. Verbraucht wird andererseits Kohlensäure durch die Vegetation, namentlich unter Einwirkung des Lichtes, also bei Tage. Wie Ebermayer (5) berechnet hat, verbraucht ein erwachsener Mensch in einem Jahre zum Atmen so viel Sauerstoff, als eine bewaldete Fläche von 3 Ar produziert, und liefert in der ausgeatmeten Kohlensäure genügenden Kohlenstoff, um bei mittlerem Ertrag des gleichen Waldes die Holz- und Blattbildung zu unterhalten. An der Meeresoberfläche findet ein beständiger Austausch von Kohlensäure statt. Je nachdem deren Druck im Wasser oder in der Luft größer ist, wird Kohlensäure vom Wasser abgegeben oder aufgenommen. Die Luft ist in den Städten reicher an Kohlensäure als auf dem Lande; ferner ist im Freien der Gehalt an Kohlensäure nachts und bei trübem Wetter größer als am Tage und bei Sonnenschein, und in der Bodenluft größer als darüber in der freien Atmosphäre. Während die örtlichen Schwankungen des Kohlensäuregehaltes sonst zwischen etwa zwei und vier Raumteilen auf 10 000 liegen, stellte Krogh (6) in Grönland unter 70° n. Br. sehr viel stärkere Schwankungen fest, die von 2,5 bis zu 7 Tln. bei einem Mittelwert von 4,8 reichten. Andererseits fand die antarktische Expedition Charcot (7) in 64 bis 70° s. Br. und fern von allem Tier- und Pflanzenleben nur einen durchschnittlichen Betrag von 2,05 und als geringsten Wert in 70° 5′ Br. 1,45 Raumteile auf 10 000, und man erklärt diese geringen Beträge durch die niedere Temperatur und entsprechend niedere Kohlensäurespannung des antarktischen Meeres.

Mehr noch als der Gehalt an Kohlensäure schwankt der Betrag des Wasserdampfes in der Luft. Er ist deshalb in der obigen Tabelle nicht berücksichtigt, obgleich natürlich die örtlichen und zeitlichen Änderungen des Dampfgehaltes auf die prozentischen Mengen der anderen Bestandteile nicht ohne Einfluß sind. Mit Rücksicht hierauf berechnet Hann (1) die folgende Zusammensetzung an der Erdoberfläche:

	Nördl. geographische Breite		Äquator
	70°	48°	
	Volumprozente		
Stickstoff	77,87	77,32	75,99
Sauerstoff	20,94	20,80	20,44
Argon	0,94	0,94	0,92
Wasserdampf	0,22	0,92	2,63

Das Ozon scheint keine eigentlich meteorologische Bedeutung zu haben. Seine oxydierende Kraft beschleunigt die Zerstörung etwaiger Fäulnisprodukte und begründet damit den hygienischen Wert des Ozons. Eine Vorstellung von der Menge des vorhandenen Ozons ergeben vergleichende Messungen von de Thierry (8), bei denen im Herbst 1896 in Montsouris (Paris) 2,3 bis 2,4 mg, zugleich am Montblanc in Chamonix (1050 m hoch) 3,5 bis 3,9 mg und auf den Grands Mulets (3020 m hoch) 9,4 mg Ozon in je 100 cbm Luft gefunden wurden. Nach Beobachtungen von Frh. Friesenhof (9) stehen auffällig geringe Ozonmengen mit benachbarten Gewittern in Zusammenhang und ist der Ozongehalt der Luft viel geringer nach Gewitterregen, als nach den meisten stillen Landregen. In verdorbener und in der Luft bewohnter Räume pflegt Ozon nicht wahrnehmbar zu sein.

Wäre die Atmosphäre völlig in Ruhe und Gleichgewicht, so würde jedes Gas für sich und unabhängig von den übrigen eine gesonderte Atmosphäre bilden, deren Gesamthöhe und deren Dichte in den einzelnen Höhen nur von der Gesamtmenge des betreffenden Gases und seinem spezifischen Gewicht, sowie von der Temperaturverteilung abhinge. Diese Voraussetzung trifft aber für die unteren Luftschichten keineswegs zu, sondern hier finden beständige Strömungen statt, die namentlich auch in senkrechter Richtung verlaufen und eine stete Durchmischung der verschiedenen Schichten bewirken sowie außerdem Temperaturänderungen in der bewegten Luft erzeugen, aus denen für den Wasserdampf vielfache Änderungen des Aggregatzustandes, Bildung und Verdampfen von Wolken und Niederschlägen, hervorgehen. Für diese unteren Schichten der Atmosphäre ist also die dem Gleichgewicht entsprechende Anordnung der verschiedenen Gase nicht möglich; dagegen hat man aus der Erforschung der höheren Schichten entnehmen können, daß die geschilderte Luftmischung sich nicht über den als „Wolkenzone“ bezeichneten untersten Teil der Atmosphäre hinaus erstreckt. Dieser Erforschung dienten die Beobachtungen, welche mittels bemannter Luftballons, Drachen und Registrierballons ausgeführt wurden. Den bemannten Fahrten sind in der Höhe durch Luftverdünnung und Sauerstoffmangel Grenzen gesteckt, und es wird wohl lebenden Menschen nie gelingen, höher zu steigen als Berson und Süring (10) am 31. Juli 1901, die 10800 m erreichten und bis zu 10500 m noch Luftdruck und Temperatur (202 mm und — 40°) ablasen. Weiter hat man Registrierapparate mit Hilfe von Drachen in die Höhe zu senden vermocht, die an dünnem Stahldraht aufgelassen werden. Ist ein Drachen so hoch gestiegen, daß er eine größere Drahtlänge nicht mehr zu heben vermag, so befestigt man an das untere Ende des Drahtes einen zweiten Drachen, der nun ein weiteres Drahtgewicht hinaufhebt. Auf solche Art hat man bis zu sechs und mehr Drachen hintereinander emporgesendet, jeden mit Registrierapparaten versehen, und damit gleichzeitige Angaben über Temperatur, Feuchtigkeit und Wind aus den verschiedenen Höhen erlangt.

Die größte durch Drachen erreichte Höhe (11) dürfte am 5. Mai 1910 vom Mount Weather Observatory in Nordamerika mit 7265 m Seehöhe erzielt sein, Drachenaufstiege von 6000 bis 7000 m sind dort wie am Aeronautischen Observatorium in Lindenberg (Mark) nicht mehr selten. Noch größere Höhen zu erreichen, gelang mit frei fliegenden Registrierballons (12). Man verwendet dazu kleine Gummiballons, deren Größe und Wasserstoffüllung gerade zum Erlangen der gewünschten Höhe ausreichen. Dort platzt der Ballon infolge des verringerten äußeren Druckes und des demnach entstandenen inneren Überdruckes, und es entfaltet sich ein Fallschirm, der die Vorrichtung an zu raschem Herabfallen hindert und die Registrierapparate gegen Beschädigung sichert. Diese Apparate pflegen als Rußschreiber oder auch mit photographischer Registrierung ausgeführt zu sein, denn Tinte würde in der Höhe gefrieren. Um den herabgefallenen Apparat leichter aufzufinden, bedient man sich wohl auch der „Tandems“, nämlich zweier Ballons, die durch eine Schnur verbunden sind, und deren einer in der Höhe platzt, während der andere von dem herabfallenden Registrierapparat mitgenommen wird und an seiner Schnur über dem Boden schweben bleibt, so daß man ihn von weitem sehen kann. Mit solcher Vorrichtung hat man von Uccle bei Brüssel am 5. November 1908 eine Höhe von 29040 m erreicht (13).

Vermittelst derartiger Untersuchungsmethoden gelang der von L. Teisserenc de Bort (14) und fast gleichzeitig auch von R. Assmann (15) geführte Nachweis, daß die Wolkenzone, charakterisiert durch vertikale Luftbewegungen und die hieraus entstehende Temperaturabnahme mit wachsender Höhe, nicht mehr als etwa die unteren drei Viertel der gesamten Luftmasse umfaßt und in unseren Breiten bis etwa 11 km, am Pol vielleicht bis 9 km, am Äquator bis 17 km hinaufreicht. Über dieser von Teisserenc de Bort als „Troposphäre“ bezeichneten untersten Schicht der Atmosphäre liegt die „Stratosphäre“ mit zunächst gleichförmiger oder ein wenig steigender und darüber wahrscheinlich langsam abnehmender Temperatur, ohne Mischung durch vertikale Ströme und daher von „blätterartiger Struktur“ (Teisserenc de Bort). Für diesen Teil der Atmosphäre kann daher die Anordnung der Bestandteile angenommen werden, welche der Menge und Schwere der einzelnen Gase als Ruhelage entspricht, und es ist möglich, die Dichte der Gase für die verschiedenen Höhen zu berechnen.

Eine solche Berechnung hat Humphreys (16) ausgeführt und dabei die eben geschilderte Anordnung der Atmosphäre, sowie außerdem angenommen, daß die Menge des Wasserdampfes von 1,2 Vol.-Proz. am Boden bis auf etwa 0 in 10 km Höhe abnimmt, und daß die Temperatur am Boden 11° beträgt und regelmäßig um 6° auf 1 km bis zu — 55° in 11 km Höhe sinkt, darüber aber konstant bleibt. Danach ergibt sich folgendes:

Höhe	Stick-stoff	Sauer-stoff	Wasser-dampf	Argon	Kohlen-säure	Wasser-stoff	Helium	Gesamt-druck
km	Volumprozente							mm
0	77,08	20,75	1,20	0,93	0,03	0,01	—	760
5	77,89	20,95	0,18	0,94	0,03	0,01	—	405
11	78,02	20,99	0,01	0,94	0,03	0,01	—	168
15	79,56	19,66	—	0,74	0,02	0,02	—	88,2
20	81,34	18,05	—	0,55	0,01	0,05	—	39,6
30	84,48	15,10	—	0,22	—	0,20	—	8,04
40	86,51	12,45	—	0,16	—	0,88	—	1,65
50	86,16	10,01	—	0,08	—	3,72	0,03	0,466
60	78,16	7,32	—	0,04	—	14,33	0,15	0,0810
70	53,73	4,05	—	0,02	—	41,95	0,27	0,0248
80	22,70	1,38	—	—	—	75,47	0,45	0,0123
90	6,57	0,32	—	—	—	92,62	0,49	0,0090
100	1,63	0,07	—	—	—	97,84	0,46	0,0076
110	0,40	0,02	—	—	—	99,16	0,42	0,0067
120	0,10	—	—	—	—	99,52	0,38	0,0060
130	0,02	—	—	—	—	99,64	0,34	0,0054
140	—	—	—	—	—	99,70	0,30	0,0048
150	—	—	—	—	—	99,73	0,27	0,0043

Also besteht in großer Höhe die Atmosphäre fast nur noch aus Wasserstoff und sehr wenig Helium. Das Vorhandensein der „seltenen" Gase kommt zwar für das Verhalten der unteren Luftschichten und demnach für die eigentlichen Witterungserscheinungen nicht in Betracht; diejenigen Vorgänge aber, welche in größeren Höhen stattfinden, haben ihren Schauplatz in einer Atmosphäre, deren Zusammensetzung von der uns gewohnten Beschaffenheit der tieferen Schichten völlig abweicht. Und es ist hiernach wohl zu verstehen, wenn z. B. die spektroskopische Untersuchung eines leuchtenden Meteors vorzugsweise die Linien des Wasserstoffs und Heliums zeigte.

Eine ähnliche Berechnung stellte A. Wegener (17) an und veranschaulichte sie durch die in Fig. 1 (a. f. S.) wiedergegebene Zeichnung, welche die bis zu 140 km Höhe in den verschiedenen Schichten vorhandenen Raummengen der Gase erkennen läßt.

Die sonst noch vorkommenden Luftbestandteile sind meistens an örtliche Zustände gebunden und ohne wesentliche Bedeutung für die Witterungsverhältnisse.

Erwähnt seien endlich noch die nicht luftförmigen Beimengungen der Atmosphäre, die man als „Staub" zu bezeichnen pflegt. Die Zählung der in einem gemessenen Luftvolumen vorhandenen Staubteilchen kann in der Weise geschehen, daß man eine eingeschlossene Luftmenge sich ausdehnen läßt und dadurch abkühlt. Dann bildet jedes Staubteilchen den Kern eines durch Kondensation entstehenden Wassertröpfchens und sinkt mit dieser Belastung auf den Boden des Gefäßes,

wo man mit einer Lupe die Tröpfchen zählen kann. So bestimmte Aitken (18) die Stäubchenzahl und fand als untere Grenze auf hohen Bergen und bei günstiger Windrichtung 200, in der Nähe von Städten dagegen Tausende und im Inneren der Städte Hunderttausende von Staubteilchen im Kubikzentimeter Luft. Derselbe Beobachter verglich auf dem Rigi den Staubgehalt der Luft mit den Färbungen des Sonnenunterganges; bei staubfreier Luft erschien die Beleuchtung kalt, aber klar und scharf, bei stauberfüllter Luft dagegen intensiver, wärmer und milder. Einen Begriff von der Gewichtsmenge des über einer Stadt schwebenden Staubes gibt die Beobachtung von Assmann (19), der 1882 über dem westlichen Teil von Magdeburg (also an der weniger staubreichen Windseite) in 31 m Höhe als Mittel zahlreicher Versuche 3 bis 4 mg Staub im Kubikmeter Luft fand und daraus berechnete, daß über der etwa 2 qkm großen Stadt in einer 50 m hohen Luftschicht mindestens 300 kg Staub (6 Ztr.!) schweben. Durch Regen wurde die Staubmenge auf ein Zehntel bis ein Zwanzigstel jenes Wertes herabgemindert. Welchen Einfluß die Höhe hierbei hat, zeigen Messungen, die Prim (20) in London anstellte, indem er auf horizontalen Flächen, die in verschiedenen Höhen je fünf Stunden lang ausgespannt waren, die angesammelte Substanz bestimmte. Die reinste Luft fand sich in 9 bis 12 m Höhe, darunter schwebt Staub, darüber Ruß. Bei einer auf der Spitze des Eiffelturmes ausgeführten Beobachtung hatte Aitken (21) während schönen, heiteren Wetters die Wahrnehmung gemacht, daß die unreine, staubhaltige Stadtluft bis zur Turmhöhe gestiegen war, als ein Gußregen niederging, und darauf erwies sich die Luft so staubfrei, wie der Beobachter sie auch auf den Schweizer Berggipfeln nie gefunden hatte. Er schreibt dies dem Herabführen reiner Höhenluft durch den fallenden Regen zu, da ein bloßes „Auswaschen" der Luft solche Wirkung nicht haben könne.

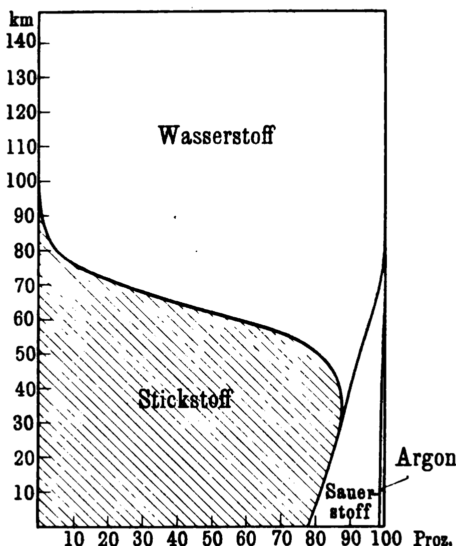


Fig. 1. Prozentische Zusammensetzung der Luft bis zu großen Höhen.

Gelegentlich einer Luftfahrt bestimmte Lüdeling (22) nach dem vorerwähnten Verfahren von Aitken den Staubgehalt der Luft in ver-

schiedenen Höhen. Die Fahrt begann am 2. April 1903 um $8^3/_4$ Uhr früh in Reinickendorf bei Berlin; hier zählte man 4000 Staubkerne im Kubikzentimeter. Mit wachsender Höhe nahm ihre Zahl rasch ab und betrug in 3325 m über dem Meeresniveau nur noch 450, um dann bei wenig verminderter Höhe (2825 m) plötzlich auf 3600 zu wachsen, als der Ballon zur Mittagszeit (2^p 12′) die Stadt Spremberg überflog. Daß hier nur eine örtliche Einwirkung durch den städtischen Rauch und Staub und den zur wärmsten Tageszeit emporsteigenden Luftstrom vorlag, war aus dem bei der weiteren Fahrt sogleich wieder abnehmenden Staubgehalt ersichtlich. In der größten an jenem Tage erreichten Höhe von 4700 m wurden weniger als 300 Staubkerne im Kubikzentimeter gefunden, und dieser Betrag ist wahrscheinlich noch etwas zu hoch, weil die Luft durch die Anwesenheit des Ballons ein wenig verunreinigt gewesen sein dürfte. Derselbe Beobachter (23) fand auf dem Rotensand-Leuchtturm vor der Wesermündung durchschnittlich bei Seewind (N) 1795, bei Landwind (SE) 4660 Stäubchen im Kubikzentimeter. Einen täglichen Gang des Staubgehaltes fanden v. Ficker und Defant (24) auf dem Patscherkofel, als sie im Dezember 1904 bei klarem, windstillem Winterwetter nachweisen konnten, daß der Staubgehalt morgens gering war, bis Mittag zunahm, dann nach zweistündigem Konstantbleiben wieder wuchs, um knapp vor und nach Sonnenuntergang rasch zu sinken. Die Ursache dürfte in Luftbewegungen zu suchen sein.

Wie der Boden des festen Landes, so liefert auch die Meeresfläche Staubteilchen, denn von den Wassertröpfchen, die in den Wogen verspritzt und durch Wind fortgetragen werden, verdampfen um so mehr, je trockener die Luft ist, und jedesmal bleibt dann ein Salzkörnchen zurück. Gautier (25) untersuchte bei Seewind die Luft an dem 50 km von der Küste entfernten Leuchtturm von Rochedouvres und fand im Kubikmeter Seeluft 0,022 g Kochsalz, einen Betrag, den er als Maximum des dort vorkommenden Salzgehaltes ansieht.

In der Atmosphäre scheinen sich durch Blitzentladungen staubartige Massen, bestehend aus Nitraten, zu bilden, die man nachher im herabkommenden Regenwasser und Schnee findet. In den gemäßigten Breiten pflegen etwa 0,2 bis 0,4 mg Nitrate im Liter Niederschlagswasser zu sein, auf dem 2900 m hohen Pic du Midi zeigte sich fast gar kein Nitrat [Müntz und Aubin (26)], vielleicht, weil die Gewitter sich einige hundert Meter unter dem Gipfel bilden und die Nitrate wegen ihrer Schwere langsam sinken. Andererseits wurde von Müntz und Marcano (26) in der gewitterreichen intertropischen Zone zu Caracas (Venezuela) 2,23 mg im Liter gemessen. Merkwürdigerweise haben Müntz und Lainé (26) in den von der antarktischen Mission Charcot gesammelten Niederschlagsproben aus 60 bis 70° Südbreite trotz der dort überaus seltenen Gewitter doch Nitratmengen gefunden, die mit 0,23 mg Nitraten im Liter dem Betrag mittlerer Breiten gleichkamen.

Bei gewissen Wetterlagen kann es geschehen, daß Staubmassen vom Winde emporgehoben und fortgeführt werden, um dann in zuweilen recht großer Entfernung von der Ursprungsgegend den Boden wieder zu erreichen. Entweder geschieht dies als trockener Staubfall, oder indem die Staubteilchen durch Regen und Schnee aus der Luft herausgewaschen werden und dann gelegentlich als „Blutregen“ sonderbare Deutungen hervorrufen. Ein solcher Staubfall, der sich von Nordafrika aus über Süd- und Mitteleuropa erstreckte, fand vom 9. bis 12. März 1901 statt. Aus der sehr sorgfältigen, durch Hellmann und Meinardus (27) gelieferten Untersuchung des Vorganges ergibt sich, daß Staubmassen aus dem südalgerischen Wüstengebiet mit einer Geschwindigkeit von etwa 70 km in der Stunde (gegen 20 m in der Sekunde) vom Winde nordwärts getragen wurden und bis zu den süddänischen Inseln (2800 km weit), in einzelnen Ausläufern sogar bis nach Süd- und Mittelengland, Südschottland und den russischen Gouvernements Kostroma und Perm (über 4000 km weit) gelangten.

Bedenkt man, daß in freier Luft gerade wie bei der oben erwähnten Methode der Staubzählung die einzelnen Teilchen als Kondensationskerne wirken und Nebel oder Wolken erzeugen können (s. unten), so erscheint es verständlich, daß von so vielen Landbewohnern die Färbung des Sonnenauf- und -unterganges als Anzeichen für die Witterung des kommenden Tages angesehen wird, während zunächst ja nur der Staubgehalt der Luft es ist, der jene Färbungen vermittelst Lichtbeugung hervorruft.

Es braucht wohl kaum erwähnt zu werden, daß im Staub sich vielerlei organische Bestandteile vorfinden und insbesondere auch krankheitserzeugende Bakterien. Auf dem Montblanc fand Binot (28) in 1000 Litern Luft nur 4 bis 11 Bakterien, dagegen ebendort im Inneren des Observatoriums, welches der Beobachter mit seinen Begleitern bewohnte, 260 bis 540 Mikroben in 1000 Litern. Wahrscheinlich sind die gesundheitlichen Eigenschaften der Wald-, Berg- und Seeluft lediglich durch die Abwesenheit schädlicher Beimengungen bedingt, denn abgesehen von etwas mehr Ozongehalt hat man in den gasförmigen Bestandteilen keinen entsprechenden Unterschied finden können. Es scheint indessen nicht ohne weiteres die Annahme zulässig zu sein, daß die höheren Luftschichten stets reiner und keimfreier als die tieferen seien. Einige Ballonfahrten, bei welchen C. Harz (29) bis über 4000 m Höhe hinauf Bakterienzählungen vornahm, führten zu der Vermutung, daß die Bakterien der Luft wolkenartig und recht unregelmäßig verteilt seien.

In dieser Atmosphäre spielen sich nun die Vorgänge ab, deren Gesamtheit das Wetter ausmacht. Zur Darstellung eines Witterungszustandes gehört die Kenntnis der sechs meteorologischen Elemente, nämlich Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederschlag, Luftdruck und Wind; wir werden sie in gesonderten Kapiteln besprechen und wollen hier nur noch erwähnen, daß man die Gesamtheit jener Elemente

für irgend einen Zeitpunkt oder Zeitabschnitt und für viele Orte als Witterung im engeren Sinne bezeichnet, während die durchschnittlichen Werte der Elemente für einen Ort oder Landstrich, wie sie auf Grund langjähriger Beobachtungen hergeleitet werden können, das Klima der betreffenden Örtlichkeit bilden.

Soll nun das Klima eines Ortes durch die Beobachtungsergebnisse eines längeren Zeitraumes oder das Wetter eines Zeitpunktes durch die Beobachtungsergebnisse vieler Orte dargestellt werden, so tritt in beiden Fällen die Notwendigkeit ein, große Zahlenmassen übersichtlich zu ordnen und zu einem der Auffassung leicht zugänglichen Bilde zu vereinigen. Diesem Zweck dienen die verschiedenen Arten der graphischen Darstellung. Wo es gilt, ein einziges meteorologisches Element mit den zeitlichen Änderungen, welche an einem Beobachtungsort stattfinden, zu veranschaulichen, kann man dies mittels einer einfachen Kurve bewirken, deren Abstände von einer horizontalen Geraden die für jeden einzelnen Zeitpunkt ermittelten Werte erkennen lassen. Soll z. B. das durchschnittliche Verhalten der Lufttemperatur während eines Tages durch eine solche Kurve aufgezeichnet werden, so wird man zunächst auf der horizontalen Geraden in Punkten gleichen Abstandes die sämtlichen Tages- (und Nacht-) Stunden anschreiben und in jedem dieser Punkte eine Senkrechte von solcher Länge errichten, wie es der mittleren Temperatur der betreffenden Stunde entspricht; verbindet man alsdann die oberen Enden der Senkrechten durch eine Linie, so bezeichnet diese den täglichen Gang der Temperatur (Fig. 2). Wählt man statt der Tagesstunden die Monate des Jahres und benutzt die entsprechenden Temperaturwerte (Monatsmittel), so erhält man auf gleiche Art den jährlichen Gang der Temperatur. Dergleichen Kurven ermöglichen es, den Inhalt einer ganzen Zahlenreihe mit einem Blick zu überschauen, insbesondere auch die Art der Schwankung, die Eintrittszeiten der Extreme (Maximum und Minimum) sowie deren Unterschied (Amplitude) zu erkennen. So lehrt z. B. der Anblick jener in Fig. 2 dargestellten Kurven, daß der mittlere tägliche Temperaturgang eine einmalige Schwankung hat (im Gegensatz dazu zeigt

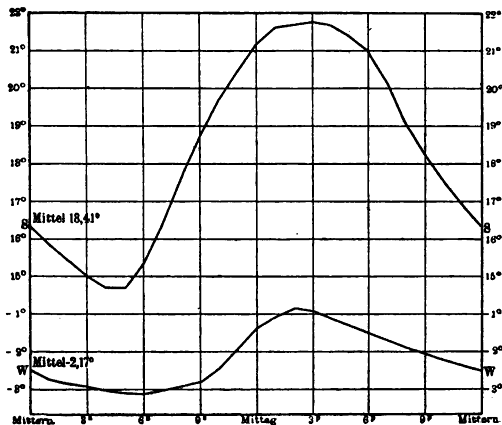


Fig. 2. Täglicher Gang der Temperatur in Berlin im Januar (W) und Juli (S).

z. B. der durchschnittliche tägliche Gang des Luftdruckes eine zweimalige Schwankung, s. Fig. 29); ferner sehen wir die niedrigste Temperatur früh morgens etwa mit Sonnenaufgang eintreten, im Januar um 6^{a}[1]) und im Juli zwischen 4 und 5^{a}, während die höchste Tagestemperatur auf den Nachmittag fällt, im Januar auf 2^{p}, im Juli auf 3^{p}; und endlich zeigen die Kurven, daß die Größe der Schwankung im Winter offenbar geringer ist als im Sommer, denn der Unterschied zwischen dem Maximum und Minimum der Tagestemperatur beträgt im Januar nur etwa $2^1/_4{}^{0}$, im Juli dagegen 7^{0}.

Will man auf einem Blatte zugleich den täglichen und den jährlichen Gang eines Elementes zur Darstellung bringen, so kann dies durch sogenannte Isoplethen geschehen. Man trägt dazu in horizontaler Richtung die Tagesstunden auf (wie in Fig. 2), in vertikaler Richtung die Monate, und zieht in beiden Richtungen die den einzelnen Stunden und Monaten entsprechenden Parallelen, so daß jeder Kreuzungspunkt dieser Linien einer gewissen Stunde in einem gewissen Monate entspricht. Schreibt man nun an jeden Kreuzungspunkt den zugehörigen Wert des darzustellenden meteorologischen Elementes, z. B. der Temperatur, und verbindet die Punkte gleicher Temperatur durch krumme Linien, so erhält man das in Fig. 3 dargestellte Kurvensystem. Das gleiche Bild würde man auch auf folgende Art erhalten. In jedem der Kreuzungspunkte sei senkrecht zur Zeichnungsebene ein Stab aufgestellt, dessen Länge der ebendaselbst angeschriebenen Temperatur entspricht. Die oberen Enden dieser Stäbe bilden alsdann eine Fläche, die „Temperaturfläche", deren höchste (wärmste) Gegend dem Nachmittag des Juli entspricht, während die tiefste (kälteste) Stelle auf den frühen Morgen des Januar fällt. Eine ebene Darstellung dieser Fläche kann ebenso gegeben werden, wie man eine Gebirgsgegend durch Höhenlinien abbildet, nämlich indem man durch die Fläche horizontale Ebenen in gleichen Abständen hindurchgelegt denkt und die Schnittlinien auf die gleichfalls horizontal gedachte Zeichnungsebene projiziert. In unserer Fig. 3 entsprechen diese Schnittebenen den um je $2{,}5^{0}$ fortschreitenden Temperaturen; durch punktierte Linien sind außerdem die Zeiten des Sonnenauf- und -unterganges (S.-A. und S.-U.) angegeben. Man erkennt aus der Zeichnung ohne weiteres die Eintrittszeit, Dauer und Höhe der extremen Temperaturen des Jahres und des Tages; ferner kann aus der Zahl und Dichte der einzelnen Kurven auf die Größe der jährlichen Schwankung, aus dem Grade ihrer Krümmung auf die Tagesschwankung geschlossen werden. Lehrreich ist namentlich der Vergleich solcher für verschiedene Orte hergestellter Zeichnungen, weil die klimatischen Unterschiede dabei sofort augenfällig hervortreten. Darstellungen des Temperaturganges durch Isoplethen finden sich z. B. bei Erk (30), der

---

[1]) Die kleinen Buchstaben a und p sind international gebräuchliche Abkürzungen für Vormittag (ante meridiem) und Nachmittag (post meridiem).

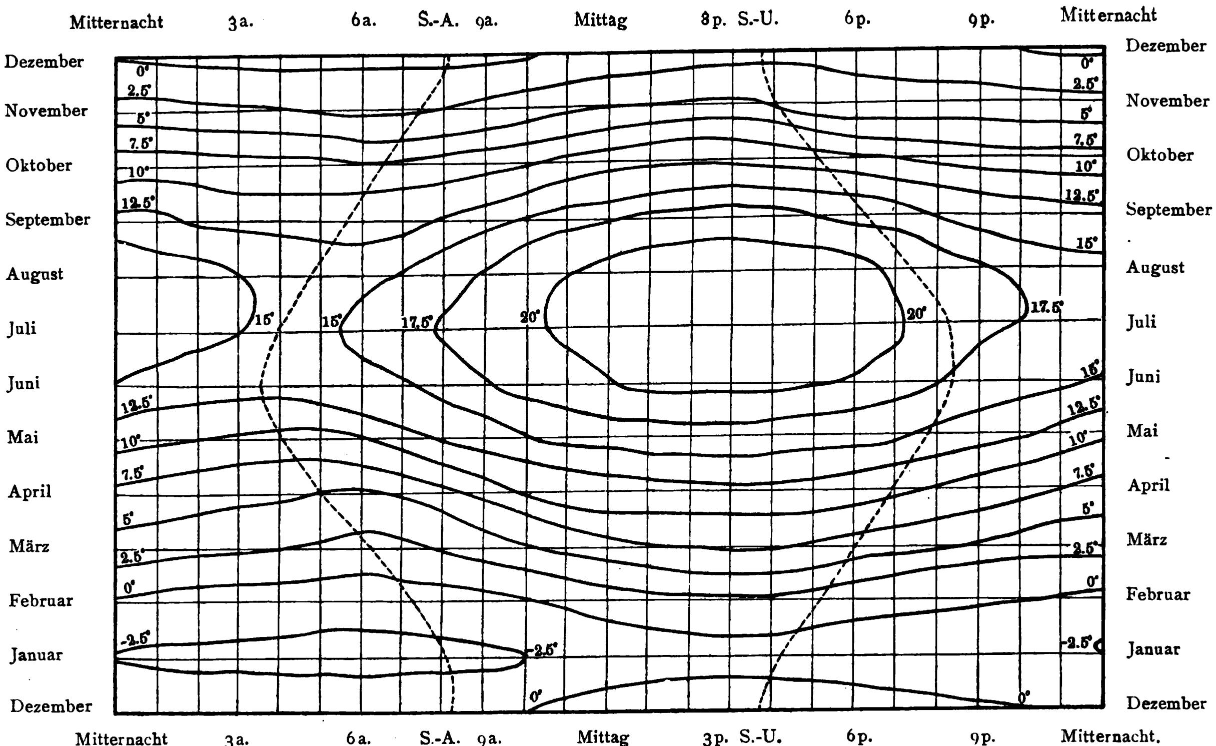


Fig. 3. Thermo-Isoplethen (Temperaturfläche) von Berlin.

zugleich über die entsprechende Literatur berichtet, für München, Madrid und Lissabon, bei Schreiber (31) für Leipzig, bei Krankenhagen (32) für Stettin, bei Kassner (33) für Sofia, bei Kienast (34) für Königsberg, bei Knies (35) für Saarbrücken, bei Vujović (36) für Belgrad (freilich mit Besonnung) usw. Selbstverständlich kann auch diese Darstellungsweise auf jedes meteorologische Element angewendet werden, sofern nur nicht die tägliche und jährliche Schwankung von gar zu verschiedener Größe sind. Wo dies der Fall ist, muß sich die Darstellung auf eines von beiden beschränken; beim Luftdruck z. B. sind die Jahresschwankungen so groß, daß daneben die Tagesschwankungen verschwinden würden. Man pflegt also, wo Isoplethen des Luftdruckes gezeichnet werden, lediglich den täglichen Gang, ausgedrückt in Abweichungen vom Tagesmittel, für jeden Monat herzuleiten und hiernach ohne Berücksichtigung des jährlichen Ganges die Zeichnung auszuführen. So hat z. B. Polis (37) den Gang des Luftdruckes für Aachen durch Isoplethen veranschaulicht.

Ein einfaches Verfahren zur körperlichen Herstellung von Isoplethenflächen hat H. Meyer (38) angegeben. Die buchhändlerische Verbreitung einer solchen Berliner Temperaturfläche[1]) hat der Verfasser veranlaßt.

Erwähnt sei ferner noch die Darstellung mittels Windrosen, welche den Zusammenhang der Windrichtung mit den übrigen meteorologischen Elementen erkennbar macht. Es wird dabei vorausgesetzt, daß man für jede einzelne Windrichtung den durchschnittlichen Betrag des darzustellenden Elementes aus Beobachtungen berechnet hat. Dann zieht man von einem Mittelpunkt aus nach den einzelnen Himmelsrichtungen gerade Linien von solcher Länge, als es der für die betreffende Windrichtung ermittelten Durchschnittszahl entspricht, verbindet die äußeren Punkte durch eine die ganze Figur umschließende, gebrochene Linie und erkennt alsdann aus der Form dieser Linie die Beziehung des für die Darstellung verwendeten meteorologischen Elementes zur Windrichtung. So können Windrosen der Temperatur, der Feuchtigkeit, der Bewölkung usw. gezeichnet werden. Man pflegt aber in neuerer Zeit diese Darstellungsweise selten zu benutzen.

Während die vorstehend geschilderten Methoden lediglich der Aufzeichnung klimatischer Verhältnisse dienen, haben wir nun das Verfahren zu beschreiben, welches die übersichtliche Darstellung eines Witterungszustandes ermöglicht, nämlich die Herstellung der synoptischen Wetterkarten. Sie dienen dazu, alle die Beobachtungsergebnisse, welche man in einem gewissen Augenblick an vielen, über ein großes Gebiet verteilten Stationen gewonnen hat, zu einem Bilde zu vereinigen, und es ist dies Verfahren für den täglichen Dienst der praktischen, auf Wettervoraussagung gerichteten Wetterkunde geradezu unentbehrlich

[1]) Berlin bei Dietrich Reimer.

geworden. Die Herstellung der für uns in Betracht kommenden Wetterkarte von Europa setzt voraus, daß aus einer hinreichend großen Zahl von Stationen, die über den ganzen Erdteil zerstreut liegen, telegraphische Nachrichten über die am Morgen angestellten Beobachtungen vorhanden sind. Man benutzt dann vorgedruckte Blätter, welche die Umrisse des Landes und an den Orten der Beobachtungsstationen kleine Kreise enthalten, und trägt an jeder Station das daselbst beobachtete Wetter ein. Hierbei bedient man sich international vereinbarter Zeichen, so daß die Wetterkarte unabhängig von der Sprache in jedem Lande verstanden wird. Luftdruck und Temperatur werden mit Ziffern eingetragen, die Bewölkung durch teilweises Ausfüllen der an den Stationsorten vorgedruckten kleinen Kreise, der Wind durch Pfeile, deren Spitze im Stationsort liegt, der Niederschlag durch einfache Zeichen, die auf jeder Wetterkarte (s. die Tafeln XXII bis XXV am Schluß des Buches) erklärt sind. Hierauf zieht man die Isobaren oder Linien gleichen Luftdruckes, indem man die Orte mit 760 mm, 765 mm usw. durch je eine gekrümmte Linie verbindet. Es empfiehlt sich, hierbei die Beziehung der Druckverteilung zum Winde zu beachten, nämlich die Regel, daß der Wind etwa in der Isobarenrichtung zu wehen pflegt, wobei er den höheren Druck rechts, den niederen links hat. Ferner werden die Isothermen oder Linien gleicher Temperatur gezogen, welche die Orte mit 0°, 5° usw. verbinden. Die von der Deutschen Seewarte täglich herausgegebenen Wetterkarten enthalten das Beobachtungsmaterial in zwei getrennten Teilen, nämlich auf einer Karte Luftdruck, Wind und Bewölkung, auf der anderen Temperatur, Niederschlag und Seegang. Die Karte ist dann ein Augenblicksbild der Witterung, deren räumliche Verteilung für den dargestellten Zeitpunkt leicht übersehen werden kann. Freilich ist das Wort „Augenblicksbild" nicht ganz streng anwendbar, denn die Beobachtungen, welche der Karte zugrunde liegen, werden nach mitteleuropäischer Zeit in Deutschland, Großbritannien, Norwegen, Dänemark, Holland, Belgien, Frankreich, Schweden, Österreich, Spanien und einigen Orten Italiens (8 Uhr), ferner in der Schweiz (7 Uhr 30 Minuten) und dem übrigen Italien (7 Uhr) angestellt, dagegen um 7 Uhr Ortszeit in Finnland und Rußland, um 8 Uhr Ortszeit in Serbien und Rumänien, und darin liegt bereits für Europa ein Unterschied begründet, der bis zu drei Stunden betragen kann.

Auf den folgenden Blättern werden wir nun die einzelnen meteorologischen Elemente besprechen, hierauf deren Wechselwirkung, das Wetter, und schließlich den Witterungsdienst, d. h. die Einrichtungen, durch welche man die Voraussagung des Wetters und deren Ausnutzung für praktische Zwecke zu ermöglichen sucht.

Temperatur.

Die Temperatur der uns umgebenden unteren Luftschichten wird durch zwei Wärmequellen beeinflußt: von unten her durch die tieferen Bodenschichten und von oben her durch die Sonne. Zur Erklärung der im Erdinneren vorhandenen hohen Temperaturen nehmen wir an, daß nach der Hypothese von Kant (Laplace) die Erde gleich den übrigen Körpern des Sonnensystems einst eine feurig-flüssige Masse gewesen und durch allmähliche Erkaltung in den heutigen Zustand gelangt sei. Da die Erkaltung naturgemäß durch Ausstrahlung von der Oberfläche in den Weltenraum hinein geschah, so blieben die inneren Schichten heißer als die äußeren, und es findet noch jetzt eine beständige Wärmebewegung aus den tieferen Bodenschichten nach der Oberfläche statt. In Tunneln, Bergwerken und dergleichen macht sich die höhere Temperatur deutlich genug bemerkbar, und der einzelne Ort erhält von dieser Erdwärme um so mehr, je tiefer, d. h. je näher den warmen Bodenschichten er liegt, während umgekehrt die hochgelegenen Plätze entsprechend kälter sind. Außer der Höhenlage kommt hierbei auch noch die Beschaffenheit des Bodens in Betracht; je besser er die Wärme leitet, um so höher wird an der Oberfläche die durchschnittliche Temperatur sein. Vielleicht ist auch die höhere Bodentemperatur chemischen Vorgängen, die mit Wärmeerzeugung verbunden sind und im Erdinneren stattfinden, zuzuschreiben. Indessen ist nur der durchschnittliche Wert der Temperatur von diesen Dingen abhängig. Denn da die Wärme der tieferen Bodenschichten von Jahres- und Tageszeit nicht beeinflußt wird, kann sie auch keine zeitlichen Änderungen der Temperatur erzeugen. Diese Wärme übt also zwar einen merklichen Einfluß auf das Klima, nicht aber auf das Wetter.

Die Strahlung des Mondes und der Sterne ist so gering, daß eine irgend erhebliche Wärmewirkung dadurch auf der Erde nicht zustande kommt. Über die Größenordnung dieser Wärmequelle geben uns Messungen von Nichols (39) Aufschluß, welcher die Strahlung einiger Sterne mit derjenigen einer Kerze verglich. Bezeichnet man den hundertmillionsten Teil der von der Kerzenflamme in 1 m Abstand ausgeübten Wärmewirkung mit 1, so betrug die auf der Erde gemessene Strahlung der Wega 0,51, des Arkturus 1,14, des Jupiter 2,38, des Saturn 0,37.

Wir wenden uns nunmehr zu der mächtigsten und für unser Wetter überaus wichtigen Wärmequelle, der Sonne. Ihre Strahlung führt der Erde beständig große Wärmemengen zu, welche, bevor sie den Erdboden treffen, in der Atmosphäre einen langen Weg zurücklegen und dort erheblichen Einflüssen ausgesetzt sind. Um diese Einwirkung der durchstrahlten Luftschichten zu erkennen, untersuchte man die Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhen und benutzte den Umstand, daß diejenige Luftschicht, über welche der Beobachter sich erhoben hat, nicht von den ihn treffenden Strahlen durchlaufen zu werden braucht. So hat Langley (40) in der Stadt Allegheny und an zwei Punkten des Felsengebirges in 1146 und 3543 m Höhe sehr sorgfältige vergleichende Messungen der Sonnenstrahlung ausgeführt und daraus die sogenannte Solarkonstante berechnet, nämlich die Wärmemenge, welche außerhalb der Atmosphäre auf eine zur Strahlenrichtung senkrechte Fläche von 1 qcm in jeder Minute gelangen würde. Seine Messungen wurden später von Abbot und Fowle (41) fortgesetzt, teils in Washington tunlichst im Meeresniveau, teils auf dem in Kalifornien gelegenen Mount Wilson (1825 m) und auf dem Mount Whitney (4420 m). Beobachtungen aus den Jahren 1902 bis 1910 an allen drei Stellen ergaben als Mittelwert für die Solarkonstante 1,902 15°-Grammkalorien, d. h. die in der erwähnten Art zugestrahlte Wärmemenge würde genügen, um beinahe 2 g Wasser von 15 auf 16° zu erwärmen. Die Solarkonstante zeigt recht erhebliche Schwankungen; mit dem abnehmenden Sonnenabstand von August bis Oktober ändert sie sich um etwa 3,5 Proz., und auch unregelmäßige Änderungen sind zur Beobachtung gekommen, wie z. B. ein merklich verringerter Wert in der Zeit von Dezember 1902 bis Februar 1904.

Hiermit in Übereinstimmung findet sich in den zum Boden gelangten Wärmemengen derselben Zeit gleichfalls eine Abnahme. Gorczynski (42) entnahm aus Warschauer Beobachtungen, die er für 30° Sonnenhöhe und mittleren Sonnenabstand umrechnete, daß eine zur Strahlung senkrechte Fläche von 1 qcm in der Minute folgende Wärmemengen im Durchschnitt der einzelnen Jahre erhielt:

1901	1902	1903	1904	1905
1,052	0,994	0,862	0,968	1,016

Über die wirklich zur Erde gelangenden Wärmemengen und ihre Verteilung im Jahreslauf gibt die folgende Tabelle für Potsdam und Davos Auskunft. Sie enthält in Grammkalorien die einem Quadratzentimeter direkt von der Sonne während eines Tages zugestrahlten Wärmemengen, wenn diese Fläche senkrecht zur Strahlung gerichtet, oder wenn sie horizontal ist, und in diesem Falle die mögliche, d. h. bei völlig wolkenlosem Himmel stattfindende, und die wirkliche, bei der vorhandenen Bewölkung gemessene Wärme, sowie die wirkliche Strahlungswärme in Prozenten der möglichen.

	Potsdam (52° 23′ n. Br., 13° 4′ ö. L., 81 m üb. M.)				Davos (46° 48′ n. Br., 9° 49′ ö. L., 1560 m ü. M.)			
		horizontal				horizontal		
	senkrecht	möglich	wirklich	Proz.	senkrecht	möglich	wirklich	Proz.
Januar	365	80	20	25,2	412	133	74	55,7
Februar	496	156	48	30,5	524	225	116	51,6
März	634	277	100	36,1	647	347	195	56,2
April	846	454	213	46,9	836	518	241	46,5
Mai	894	532	277	52,1	953	620	309	49,9
Juni	**937**	**585**	**334**	**57,1**	**967**	**658**	340	51,7
Juli	871	529	273	51,6	940	624	349	56,0
August	730	426	238	55,9	893	559	**356**	**63,6**
September	637	308	165	50,3	769	428	261	60,9
Oktober	452	167	60	35,9	594	276	166	60,0
November	405	103	32	31,1	451	158	94	59,4
Dezember	*301*	*59*	*16*	27,1	*390*	*113*	*61*	53,5
Jahr	7578	3676	1776	48,0	8376	4659	2562	55,0

Die von Marten (43) mitgeteilten Potsdamer Zahlen zeigen eine außerordentlich viel stärkere Jahresschwankung, indem die wirkliche Bestrahlung des horizontalen Bodens im Juni mehr als zwanzigmal diejenige des Dezember übersteigt, während in Davos, dessen Zahlen von Dorno (44) beobachtet wurden, der größte Unterschied (August gegen Dezember) noch nicht den sechsfachen Betrag zeigt. Die Hochgebirgssonne erzeugt in Davos keineswegs sehr hohe Strahlung, denn das Maximum der wirklichen Strahlung liegt dort nur etwa 7 Proz. höher, als in Potsdam, aber die gesamte wirkliche Wärmesumme ist um mehr als die Hälfte größer und die Strahlung von Davos überragt im Winter die Potsdamer Zahlen bis zum mehr als dreifachen Betrage, obgleich Davos infolge der einschließenden Berge durchschnittlich drei Stunden im Tage weniger Sonnenschein hat, als es bei freier Lage hätte. Die großen hygienischen Vorzüge des dortigen Klimas beruhen wesentlich auf dieser gleichmäßig kräftigen Sonnenstrahlung. Die Bedeutung der Wolkendecke für die Strahlung ergibt sich noch weiter aus den folgenden, von Marten (43) zusammengestellten Zahlen der auf 1 qcm horizontaler

	Geographische Breite	Strahlung		Proz.
		mögliche	wirkliche	
Treurenberg	79,9°	75 770	16 820	22
Stockholm	59,3	107 269	55 620	52
Potsdam	52,4	112 070	53 888	48
Warschau	52,2	106 800	50 920	48
Wien	48,2	99 210	52 330	53
Davos	46,8	141 992	78 113	55
Montpellier	43,6	145 000	17 182	50

Fläche im Jahre fallenden Wärmemengen, bei denen der Unterschied zwischen „möglich" und „wirklich" allein der Bewölkung zuzuschreiben ist.

Es wäre aber unrichtig, als Wirkung der Wolken nur eine Verringerung der Strahlung anzunehmen. Dorno (44) hat die Strahlung der Sonne allein mit der von der übrigen Himmelsfläche kommenden diffusen Strahlung verglichen und für die Helligkeit eines Ortes alle bei freier Sonne auftretenden Wolken lichtvermehrend gefunden. Bei mittlerem Bewölkungsgrad und niedrigem Sonnenstand konnte die Vermehrung der Sonnenhelligkeit durch diffuses Licht in Davos bis zu 40 Proz. betragen, und auch wenn die Sonne durch einen zarten Wolkenschleier bedeckt war, erwies sich die Gesamthelligkeit größer, als die normale Helligkeit durch unbedeckte Sonne allein gewesen wäre. Daß für die Wärmewirkung ähnliches gilt, darf wohl angenommen werden. Für Innsbruck hat Defant (45) aus Vergleich der Bewölkung mit den unperiodischen Tagesschwankungen der Temperatur die diffus eingestrahlte Wärme berechnet und findet dafür in Bruchteilen der bei ungestörtem Sonnenschein einfallenden Strahlenmenge 43,2 Proz. als Jahresmittel, während die Monatsmittel zwischen 25,8 im November und 53,1 im Juni liegen.

Die der Sonne zugewendete Erdhälfte erhält auf die beschriebene Weise in einem Jahre so viel Wärme, als nötig wäre, um eine die ganze Erdoberfläche bedeckende Eisschicht von etwa 35 m Mächtigkeit zu schmelzen. Von der an die Grenze der Atmosphäre kommenden Strahlung gelangt aber nur ein Teil bis zum Erdboden, ein sehr erheblicher Betrag wird in der Atmosphäre zerstreut oder absorbiert. Die Zerstreuung besteht in Änderungen der Strahlenrichtung, und zwar sowohl durch Brechung, als auch durch Zurückwerfung und Beugung an den Grenzen verschieden dichter, warmer oder feuchter Luftmassen, an der Oberfläche der in der Atmosphäre befindlichen Staub-, Wasser-, Eisteilchen usw. Indem die von der Sonne kommenden und in die Atmosphäre eintretenden Strahlen solchen Einflüssen begegnen und nach allen möglichen Richtungen immer von neuem abgelenkt werden, entsteht die oben schon erwähnte diffuse Strahlung des Himmelsgewölbes, welche uns Strahlen aus allen möglichen Richtungen zugehen läßt. Käme das Licht nur auf dem kürzesten Wege geradlinig von der Sonne in unser Auge, so müßte für uns die helle Sonne am schwarzen Himmel erscheinen, da die Himmelsfläche ja kein eigenes Licht aussendet. Weil aber die Zerstreuung des Sonnenlichtes in der Atmosphäre stattfindet, und weil diese Zerstreuung vorwiegend die kurzwelligen (blauen) Strahlen betrifft, so sehen wir das Himmelsgewölbe hell, und zwar mit blauer Farbe. Scheint die Sonne geradlinig durch Nebel oder Staub, so sehen wir sie rot, denn ihre blauen Strahlen werden teilweise zerstreut und in dem Rest des nahezu geradlinig hindurchgehenden Lichtes überwiegen die langwelligen (roten) Strahlen.

Von der Absorption werden diejenigen Strahlen betroffen, welche vermöge ihrer Wellenlänge (Farbe) die Luft nicht durchdringen können. Man kann in dieser Hinsicht die Luft mit irgend einem anderen durchsichtigen Körper vergleichen, z. B. mit farbigem Glas, um zu verstehen, daß die Durchsichtigkeit immer nur für bestimmte Strahlenarten (z. B. in grünem Glas für Grün) besteht, während andere Strahlen in dem für sie undurchlässigen Körper zurückgehalten werden und an ihn ihre Energie abgeben, d. h. den absorbierenden Körper erwärmen.

Die hierfür in Betracht kommenden Grenzwerte der Wellenlänge hat man zu bestimmen gesucht; für die größte noch von der Atmosphäre hindurchgelassene Wellenlänge fand Nichols (46) 0,051 mm, für die kleinste Miethe und Lehmann (47) 0,000 291 mm. Demnach wird den von der Sonne kommenden Strahlen ein erheblicher Betrag ihrer Energie in der Luft entzogen; es begreift sich leicht, daß diese Schwächung der Sonnenstrahlen bereits beim Eintritt in die Atmosphäre beginnt und in den höchsten Luftschichten vor sich geht, daß aber die Strahlen, welche bis zu uns an den Boden des Luftmeeres gelangen, bereits fast aller derjenigen Bestandteile beraubt sind, die ihnen die Luft entziehen kann, und daher keine bedeutende Energiemenge mehr an sie abgeben. Diese Erwägung führt zu einem wichtigen Schluß inbetreff der Erwärmung der uns umgebenden Luftmassen, denn wir erkennen, daß diesen Luftschichten unmittelbar durch die Sonnenstrahlen kaum noch Wärme zugeführt werden kann. Vielmehr werden die Strahlen durch die unteren Luftschichten ohne erhebliche Wirkung hindurchgelassen, treffen den Boden und geben an diesen ihre Energie in Form von Wärme ab. Erst durch Vermittelung des Bodens, nämlich auf dem Wege der Wärmeleitung vom Boden in die Luft hinein, kann die von den Sonnenstrahlen herrührende Wärme eine Temperaturerhöhung der Luft bewirken, und also muß der Erdboden auch inbetreff der von oben stammenden Sonnenwärme als eigentliche und unmittelbare Wärmequelle der uns umgebenden Luft angesehen werden.

Und nicht bloß als Wärmequelle wirkt der Boden, sondern in gleicher Weise auch als Kältequelle. Denn der Erdball ist allseitig von dem sehr niedrig temperierten Weltraum umgeben und verliert beständig Wärme durch Ausstrahlung in diese kalte Umgebung hinein, während außerdem von den langwelligen Strahlen, die der Erdboden aussendet, ein erheblicher Teil in der Atmosphäre absorbiert wird. Je wärmer der Boden ist, um so mehr Wärme strahlt er aus, und so zeigt sich die jeweilige Temperatur des Bodens als gleichzeitiges Ergebnis zweier Strahlungen: von der Sonne wird am Tage Wärme dem Boden zugestrahlt, und vom Boden her beständig Wärme ausgestrahlt; der Unterschied dieser beiden Wirkungen ist in jedem einzelnen Augenblick für die Temperatur des Bodens maßgebend. Mit dem Boden in Berührung sind die untersten Luftschichten; sie entziehen dem Boden Wärme, wenn dessen Temperatur höher ist, sie geben aber Wärme an ihn ab, wenn er

kälter ist. Und weil nun dieser Wärmeaustausch zwischen Boden und Luft durch Leitung geschieht und Zeit braucht, so hat jede Temperaturänderung des Bodens eine gleichsinnige und etwas später eintretende Änderung der Lufttemperatur zur Folge.

Zu diesen langsam verlaufenden Leitungsvorgängen kommt ferner die Wärmestrahlung der Luft, namentlich gegen den erkalteten Boden; sie führt dem Boden einen gewissen Wärmebetrag zu und mildert das Temperaturminimum.

Zur Bestätigung betrachten wir nochmals den in Fig. 2 (S. 9) dargestellten täglichen Gang der Temperatur in Berlin. Die Kurve beginnt mit Mitternacht und sinkt zunächst, denn während der Nacht gibt es keine Erwärmung durch Sonnenstrahlen, sondern nur die Abkühlung durch Ausstrahlung des Bodens. Die aufgehende Sonne sendet anfangs ihre Strahlen schräg und wenig wirksam auf die Erde, und erst nach einer gewissen Zeit ist ihre wärmende Kraft so weit gewachsen, daß die eingestrahlte Wärme mehr beträgt als die gleichzeitig ausgestrahlte Menge. Alsdann geht die Abkühlung des Bodens in Erwärmung über, und ungefähr um die gleiche Zeit beginnt auch die Lufttemperatur zu steigen. Im Winter des Binnenlandes pflegt der kälteste Augenblick des Tages kurz vor Sonnenaufgang einzutreten [sogenannte Wärmedämmerung; Beispiele sind Berlin, Fig. 3 (S. 11), und Königsberg nach Kienasts (34) Angaben]. Danach erzeugt die höher steigende Sonne durch ihre immer steiler eintreffenden Strahlen ein Anwachsen der Temperatur bis zur Mittagszeit. Obgleich dann von 12 Uhr ab die Bestrahlung des Bodens wieder geringer wird, steigt die Lufttemperatur doch noch einige Zeit hindurch, und zwar so lange, bis die Einstrahlung kleiner als die Ausstrahlung geworden ist. Diese Zwischenzeit vom höchsten Sonnenstande bis zum wärmsten Augenblick des Tages dauert um so länger, je größer die ganze Tagesschwankung ist. Wir sehen daher den wärmsten Zeitpunkt des Tages im Januar um 2 Uhr, im Juli erst um 3 Uhr nachmittags eintreten. Alsdann wird mit sinkender Sonne die Temperatur immer niedriger und bleibt auch nach Sonnenuntergang im Abnehmen.

Ähnlich gestaltet sich für den größten Teil der Erde der jährliche Gang der Temperatur. Mit der Tageslänge und der Mittagshöhe der Sonne steigt auch die Wärmewirkung, und so haben wir das Jahresmaximum der Temperatur im Juli, das Minimum im Januar (wenigstens auf der nördlichen Erdhälfte, auf der südlichen umgekehrt). Beide Extreme sind auch wieder etwas verspätet gegen den längsten und den kürzesten Tag. Abweichend davon hat man am Äquator eine doppelte jährliche Periode der Temperatur, zwei Maxima um die Zeit der Nachtgleichen, zwei Minima zur Zeit der Sonnenwendtage, jedoch besteht zwischen beiden Jahreshälften eine gewisse Ungleichheit, weil die Erde während unseres Winters der Sonne etwas näher ist, als in unserem Sommer; andererseits bewegt sie sich in der Sonnennähe rascher auf

ihrer Bahn, und darum ist der südliche Sommer etwas kürzer als der unserige. Mit wachsender Entfernung vom Äquator nähern sich die Jahresmaxima von beiden Seiten her der Sommersonnenwende, um schließlich bald nach dieser sich zu vereinigen, während ein Minimum bei der Wintersonnenwende bestehen bleibt.

Um diese Einzelheiten zahlenmäßig zu verfolgen, beginnen wir mit Betrachtung der Mitteltemperatur. Die wirksamste Wärmequelle, nämlich die Sonnenstrahlung, führt dem Boden Wärmemengen zu, die mit der Dauer und der Steilheit der Strahlen wechseln. Die Dauer zwar kommt für Unterschiede der mittleren Jahrestemperatur nicht in Betracht, denn an jedem Orte der Erde steht während des Jahres die Sonne insgesamt ebenso lange über dem Horizont als darunter. Um so größere Verschiedenheiten entstehen aber durch die verschiedene Sonnenhöhe, denn je höher die Sonne über den Horizont steigt und je steiler ihre Strahlen den Boden treffen, um so größer ist ihre wärmende Kraft. Darum ist das Jahresmittel der Temperatur am größten in der Nähe des Äquators und nimmt von da nach Nord und Süd mit wachsender geographischer Breite ab; es wird außerdem auch durch die Verteilung von Wasser und Land, Gebirge, Meeresströme usw. beeinflußt, wie nachher gezeigt werden soll. Aus den tatsächlichen Beobachtungen vieler Stationen berechnete Dove (48) die Mitteltemperaturen der Breitenkreise; später wurde auf Grund des inzwischen sehr vermehrten Beobachtungsmaterials die Rechnung von Spitaler (49), Batchelder (50),

Mittlere Temperatur der Breitengrade.

Breite	b	Jahr	Januar	Juli	Jahresschwankung
Nordpol	—	— 22,7°	— 41°	— 1°	40°
80	24	— 17,4	— 33,5	1,7	35,2
70	54	— 10,3	— 26,4	6,9	33,3
60	64	— 1,0	— 15,9	14,0	29,9
50	55	5,9	— 7,1	18,0	25,1
40	47	14,1	5,5	24,0	18,5
30	42	20,4	14,7	27,3	12,6
20	32	25,3	21,9	**28,0**	6,1
10	24	**26,8**	25,8	26,9	1,1
Äquator	22	26,3	**26,5**	25,6	0,9
10	23	25,4	26,4	32,9	2,5
20	23	23,0	25,3	19,8	5,5
30	18	18,4	21,6	14,5	7,1
40	5	11,9	15,4	8,8	6,6
50	2	5,4	8,4	3,0	5,4
60	1	— 1,6	2,7	— 7,6	10,3
70	—	— 11,5	— 0,8	— 22,2	(21.4)
80	—	(— 10,8)	(— 6,5)	— 31,5	(25,0)
Südpol	—	(— 25)	—	—	—

Hopfner (51) u. a. wiederholt. Hann (52) entnahm aus den Angaben der drei Letztgenannten die vorstehenden Zahlen für die Mitteltemperaturen der Parallelkreise im Jahr und in den extremen Monaten Januar und Juli, sowie für deren Differenz, die Jahresschwankung. Unter b ist die mit den Nachbarzonen ausgeglichene Landbedeckung des betreffenden Parallelkreises in Prozenten angegeben.

Bei dieser von 10 zu 10 Breitengraden fortschreitenden Darstellung entsteht freilich ein unrichtiges Bild, weil die verschiedenen Zahlen sich keineswegs auf gleich große Flächen beziehen. Die Zone von 0 bis 10° Breite umfaßt 0,17 (d. i. etwa ein Sechstel) der ganzen Erdhälfte, die Zone von 80 bis 90° nur 0,015, also weniger als ein Zehntel jener erstgenannten Zone. Und zwischen 0 und 30° Breite liegt in unserer vorstehenden Tabelle ein Drittel aller Zahlen, auf der Erde aber die halbe Fläche der Hemisphäre. Diesen Ungleichheiten entgeht man, wenn man die Zonen nicht nach dem Winkelwerte der geographischen Breite einteilt, sondern nach deren Sinus, weil alsdann zwischen den einzelnen Breitenkreisen, für welche die Mittelwerte angegeben sind, stets gleiche Flächen liegen. Auf diese Art hat v. Bezold (53) eine Zusammenstellung der folgenden Größen berechnet und dabei die von Hann (54) für die Breitenkreise angegebenen Werte benutzt, nämlich:

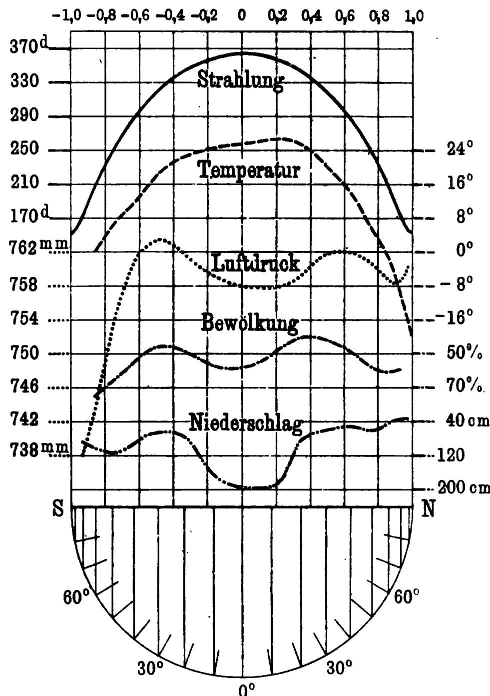


Fig. 4. Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise nach v. Bezold.

Sonnenstrahlung (nach Meech), d. h. diejenige Wärmemenge, welche in der betreffenden Breite dem Erdboden während des ganzen Jahres zugestrahlt würde, wenn keinerlei Bewölkung die Strahlung hinderte. Als Einheit ist dabei die Wärmemenge angenommen, welche ein unter dem Äquator liegender Ort durchschnittlich an einem Tage empfängt. Ferner: Temperatur (nach Spitaler) in Celsiusgraden; Luftdruck (nach Ferrel) in Millimetern Quecksilberhöhe; Niederschlag (nach

John Murray) in Zentimetern Regenhöhe; und Bewölkung (nach Arrhenius unter Benutzung einer kartographischen Zusammenstellung von Teisserenc de Bort), ausgedrückt in Prozenten der sichtbaren Himmelsfläche. Diese Zahlen sind in Fig. 4 (a. v. S.) von demselben Forscher zu anschaulicher Darstellung gebracht worden. Die unten im Halbkreis angeordneten Zahlen bedeuten die geographische Breite (links Süd, rechts Nord), die oben stehenden Zahlen geben den Sinus der Breite an. Bewölkung und Niederschlag sind durch nach abwärts wachsende Zahlen dargestellt, um die Beziehungen dieser Elemente zum Luftdruck augenfällig hervortreten zu lassen. Die rechts und links stehenden Ziffern geben die Ordinatenwerte der verschiedenen Kurven an.

Die folgende Tabelle enthält die entsprechenden Zahlenwerte, doch sind diejenigen der Temperatur und des Niederschlages durch neuere Angaben ersetzt, die ersteren nach v. Bezold (55), die letzteren nach v. Kerner (56).

Die Abweichung der Mitteltemperatur eines Ortes vom Mittel seines Breitengrades wird nach Dove die thermische Anomalie des Ortes genannt. Die Verteilung dieser Anomalie über den Erdboden kann man durch Linien darstellen, welche die Orte gleicher thermischer Anomalie verbinden und Isanomalen oder auch Isametralen genannt werden.

Wie man sieht, ist der eigentliche „Wärmeäquator", d. h. der im Jahresdurchschnitt wärmste Parallelkreis in beinahe 10° n. Br. gelegen. Die nördliche Halbkugel ist in allen Breiten etwas wärmer als die südliche. Diese Verschiedenheit ist teilweise bedingt durch die ungleiche Verteilung von Wasser und Land, da die südliche Erdhälfte mehr Wasser-, die nördliche mehr Landfläche enthält.

Die Oberfläche des Wassers ist nach Köppen (57) durchschnittlich in niederen Breiten etwas kühler, in höheren bedeutend wärmer als die unterste Luftschicht, besonders bei Lufttemperaturen unter 0° über offenem Wasser. Als Ursache dieser Verschiedenheit dürfte die große Befähigung des Wassers zur Aufspeicherung von Wärme und seine Beweglichkeit in Betracht kommen, weil hierdurch mehr wie über dem Festlande ein Ausgleich zwischen den verschiedenen Breiten erzeugt wird.

Außerdem aber sind von großer Wirkung die regelmäßigen Meeresströmungen, durch welche erhebliche Wärmemengen transportiert werden (s. Taf. IV). Für Europa kommt hier namentlich der Golfstrom in Betracht, der die vom Passatwinde im Golf von Mexiko angesammelten Wassermassen durch die schmale Floridastraße in den Nordatlantischen Ozean führt und gegen Nordosten, also gegen die europäische Nordwestküste, treibt. Da dies Wasser vorher einen langen Weg unter den Tropen langsam zurückgelegt hat, dann aber rasch den Ozean durcheilt, so bringt es recht große Wärmemengen an unsere Küsten und hebt deren Mitteltemperatur sehr merklich. Diesem Umstande ist z. B. die hohe Jahrestemperatur von Helgoland (8,3°) zuzuschreiben, während

Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise.

Geographische Breite		Sonnen-strahlung	Tem-peratur	Luftdruck	Nieder-schlag	Be-wölkung
Sinus	Winkel			mm	mm	Proz.
1,00	90° N	151,6d	(— 22,7°)	—	—	—
0,95	71° 48′	169,2	— 11,1	758,7	1945	—
0,90	64 9	189,8	— 3,6	758,4	—	60
0,85	58 13	215,3	0,4	758,8	1610	61
0,80	53 8	237,0	3,5	759,9	—	60
0,75	48 35	255,6	6,8	760,9	895	57
0,70	44 26	272,2	10,3	761,6	—	53
0,65	40 38	286,7	13,7	762,0	475	50
0,60	36 52	299,4	16,1	762,0	—	47
0,55	33 22	311,0	18,3	761,9	455	44
0,50	30 0	321,0	20,3	761,7	—	42
0,45	26 45	330,1	22,5	761,1	575	39
0,40	23 34	337,6	24,3	760,3	—	38
0,35	20 30	344,3	25,4	759,3	865	39
0,30	17 28	349,8	26,1	758,7	—	42
0,25	14 29	354,8	26,3	758,1	990	45
0,20	11 32	358,6	26,4	757,9	—	48
0,15	8 38	361,9	26,4	757,9	690	52
0,10	5 44	363,6	26,3	757,9	—	54
0,05	2 52	364,8	26,1	758,0	300	57
0,00	0 0	365,24	25,9	758,0	—	58
— 0,05	— 2 52	364,8	25,7	758,3	—	60
— 0,10	— 5 44	363,6	25,5	758,5	—	60
— 0,15	— 8 38	361,9	25,2	758,8	—	58
— 0,20	— 11 32	358,6	24,9	759,5	—	56
— 0,25	— 14 29	354,8	24,4	760,2	—	53
— 0,30	— 17 28	349,8	23,5	761,0	—	51
— 0,35	— 20 30	344,3	22,6	761,8	—	48
— 0,40	— 23 34	337,6	21,5	762,6	—	46
— 0,45	— 26 45	330,1	20,2	763,2	—	45
— 0,50	— 30 0	321,0	18,6	763,5	—	46
— 0,55	— 33 22	311,0	16,5	763,0	—	49
— 0,60	— 36 52	299,4	14,1	761,7	—	53
— 0,65	— 40 38	286,7	11,6	759,9	—	57
— 0,70	— 44 26	272,2	9,2	757,2	—	61
— 0,75	— 48 35	255,6	6,7	754,0	—	65
— 0,80	— 53 8	237,0	(2,9)	750,0	—	69
— 0,85	— 58 13	215,3	(— 1,6)	744,5	—	74
— 0,90	— 64 9	189,8	(— 7,4)	740,3	—	—
— 0,95	— 71 48	169,2	(— 13,9)	—	—	—
— 1,00	— 90° S	151,6	(— 25,0)	—	—	—

Königsberg, obgleich in nahezu derselben geographischen Breite liegend, um fast 2° kälter (6,6°) ist.

Die Wirkung des Golfstromes auf klimatische Verhältnisse ist neuerdings von Pettersson (58) untersucht worden, welcher fand, daß in gewissen Jahren Stärke und Richtung des Golfstromes Schwankungen aufwiesen, die wiederum mit dem Eintritte kalter oder warmer Winter in Nordeuropa zusammenfielen. Ferner zeigten die Temperaturverhältnisse des Meerwassers und die hiermit in naher Beziehung stehenden Lufttemperaturen der Küstenorte gleichartigen Verlauf in den Monaten Juli bis September und andererseits auch in den Monaten Dezember bis April, so daß dort der Wärmecharakter des Sommers schon im Juli, der des Winters im Dezember erkennbar ist. Im Anschluß hieran hat Meinardus (59) nachgewiesen, daß der Temperaturcharakter, welcher im Vorwinter (November bis Januar) an der norwegischen Küste (Christiansund) herrscht, gewöhnlich im Nachwinter (Februar bis März) und Vorfrühling (März-April) von Mitteleuropa zum Ausdruck kommt. Von 1862 bis 1897 verhielt sich die Februar-März-Temperatur zu Berlin in 92 Proz. und die März-April-Temperatur in 86 Proz. der Fälle übereinstimmend mit der voraufgehenden November-Januar-Temperatur zu Christiansund.

Durch weitere Untersuchungen fand Meinardus (60) eine nahe Beziehung zwischen den Werten, welche einerseits Luftdruck und Wind, andererseits Temperatur und Eisverhältnisse im Nordatlantischen Ozean annehmen. Als Maß für die Luftzirkulation dienten ihm die Unterschiede des Luftdruckes an mehreren in geeigneter Lage und Entfernung befindlichen Orten; namentlich erwiesen sich als wichtig die Luftdruckdifferenz, welche von September bis Januar zwischen Toronto (Kanada) und Ivigtut (Südwest-Grönland), sowie diejenige, welche von August bis Januar (oder Februar) zwischen Kopenhagen und Stykkisholm (Island) durchschnittlich stattfindet. Je höher der Betrag dieser Differenzen und je stärker also die nordatlantische Luftzirkulation ist, um so mehr Eis findet sich bei Neufundland, um so weniger Eis bei Island, und um so wärmer wird in Mitteleuropa das kommende Frühjahr (Februar bis April).

Für den Nordatlantischen Ozean konnten Hepworth und Shaw (61) eine Beziehung zwischen der Temperatur des Oberflächenwassers und der Stärke der Passatwinde im vorhergegangenen Jahre nachweisen. Auch in anderen Fällen hat Hildebrandsson (62) mittels eingehender Temperaturstudien wahrscheinlich gemacht, daß die Eis- und Temperaturverhältnisse der Meere ihre Wirkung durch Vermittelung von Meeresströmen und Winden in den später auftretenden Temperaturen weit entfernter Gegenden äußern können. Dabei kann die Wirkung entgegengesetzten Sinn mit der Ursache haben. Wenn z. B. ein warmer Sommer über dem nördlichen Polarmeere stärkeres Schmelzen des Eises veranlaßt, muß der im folgenden Frühling bei Island ankommende Polarstrom mehr Eis und kaltes Wasser herbeiführen als gewöhnlich, und

dadurch erhebliche Abkühlung auch der Luft erzeugen. Zugleich wies Hildebrandsson auf die „großen Aktionszentren der Atmosphäre“ hin, die umfangreichen Hoch- und Tiefdruckgebiete nämlich, welche durch ihre Verlagerungen einen sehr erheblichen Einfluß auf das Wetter ausüben und ihrerseits wieder unter der Einwirkung der Meerestemperaturen stehen.

Endlich ist für die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes noch die Höhenlage wesentlich, denn je weiter der Ort von den warmen Erdschichten der Tiefe entfernt liegt, um so weniger Wärme kann ihm von dort zukommen. Aus zahlreichen und an den verschiedensten Orten angestellten Vergleichungen zwischen Berg und Tal berechnet Hann (63), daß vom Äquator bis zu etwa 60° n. Br. im Gebirge durchschnittlich die Temperatur auf je 100 m Erhebung um etwa 0,55° sinkt. Diese Abnahme beträgt in einzelnen Gegenden nur 0,5, in anderen 0,7° und hängt von der geographischen Breite nicht merklich ab, wohl aber von Besonnung und Wind. Auch die Bewölkung erwies sich als einflußreich, denn wie Süring (64) zeigte, ist der Temperaturunterschied zwischen Berg und Tal an heiteren Tagen durchschnittlich viel geringer als an trüben, weil die bei klarem Himmel morgens eintretende Temperaturumkehr (Herabfließen der kalten, schweren Luft in das Tal) der unteren Station Kälte, der oberen Wärme zuführt. Wesentlich geringer als im Gebirge ist die Wärmeabnahme mit der Höhe in allmählich anschwellenden Erhebungen, die mit den wärmespendenden Bodenschichten eine breitere Verbindung haben. Hier liegt nach Hann (63) die Änderung der Temperatur auf 100 m näher an 0,4 als an 0,5°.

In Taf. I am Schluß des Buches ist die Verteilung der durchschnittlichen Jahrestemperatur über die Erde durch eine Darstellung der Isothermen ersichtlich gemacht. Es sind dies Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur, die von A. v. Humboldt zuerst angewendet wurden, und die auf unserer Figur die Wirkung der Meeresströmungen, sowie auch der Bodenerhebungen erkennen lassen. Denn ohne solche Wirkung müßten die Isothermen mit den Parallelkreisen zusammenfallen.

Zeichnet man die Isothermen für einzelne Jahreszeiten, so heißen diejenigen für den Sommer Isotheren, für den Winter Isochimenen.

Wenden wir uns nunmehr zur Größe der Temperaturschwankung (der sogenannten Amplitude) im jährlichen und täglichen Gange, so sind dafür teilweise die gleichen Ursachen maßgebend, welche wir bei der Betrachtung des Jahresmittels bereits kennen gelernt haben. In erster Linie kommt die geographische Breite in Betracht und die von ihr abhängige Dauer der Bestrahlung. Aus der wechselnden Stellung der Erde zur Sonne folgt, daß die Tage im Sommer länger, im Winter kürzer als die Nächte sind, und daß dieser Unterschied, der am Äquator gleich Null ist, mit der geographischen Breite zunimmt.

Am Äquator kommt die jährliche Temperaturschwankung nur durch den Wechsel der Sonnenhöhe zustande. Je weiter aber vom Äquator entfernt ein Ort liegt, um so länger sind seine Sommertage und Winternächte, um so kürzer seine Sommernächte und Wintertage, und um so größer erweist sich der Unterschied der Wärmemengen, welche dem Boden im Sommer und im Winter zugestrahlt werden. Demgemäß sehen wir in der auf S. 20 mitgeteilten Tabelle den Unterschied zwischen der Januar- und Julitemperatur mit wachsender geographischer Breite erheblich zunehmen und ebenso auf den Zeichnungen Taf. II und III, welche die Januar- und Juliisothermen von Europa darstellen, den Unterschied beider Zahlen nach Norden hin wachsen. Wie sehr die Tageslänge auch bei geringer Mittagshöhe der Sonne von Einfluß ist, zeigt eine Berechnung der am längsten Tage dem Boden zugeführten Wärme. Setzt man nämlich die größte tägliche Strahlenmenge, welche ein am Äquator liegender Ort erhalten kann, d. i. diejenige vom 20. März, gleich 1000, so beträgt nach Chr. Wiener (65) am 21. Juni die dem Boden eines Ortes zugeführte Strahlung

am Nordpol	1203
in 62° n. Br.	1092
in $43^1/_2$° n. Br.	1109
am Äquator	881
in $66^1/_2$° s. Br.	0

Der Nordpol erhält an diesem Tage also um über 20 Proz. mehr Wärme, als ein Ort des Äquators an seinem heißesten Tage. Und es gibt überhaupt im Sommer des Nordpols eine Zeit von 56 Tagen, an welchen dort die Strahlung stärker ist als gleichzeitig an irgend einem anderen Punkte der Erde. Von dieser großen Wärmemenge wird freilich ein sehr erheblicher Teil zum Schmelzen des in der kalten Jahreszeit entstandenen Eises verwendet, und in polaren Gegenden kann darum die Temperatur des Bodens, wenigstens soweit er mit Schnee oder Eis bedeckt ist, nicht über 0° steigen.

Einen erheblichen Einfluß auf die Größe der Temperaturschwankung übt ferner das Wasser aus; in dieser Hinsicht kommt zunächst seine große spezifische Wärme in Betracht. Unter spezifischer Wärme eines Körpers versteht man diejenige Wärmemenge, welche einem Kilogramm desselben zugeführt werden muß, damit seine Temperatur um 1° steigt. Setzt man, wie gewöhnlich, die spezifische Wärme des Wassers gleich 1, so ist diejenige der festen Erdoberfläche etwa 0,2, d. h. ein Kilogramm trockenen Bodens braucht zur Erwärmung um 1° nur etwa ein Fünftel derjenigen Wärmemenge, die für die gleiche Temperaturerhöhung eines Kilogramm Wasser erforderlich ist. Bedenkt man aber, daß die Strahlung nicht gleichen Gewichtsmengen, sondern gleichen Flächenstücken die nämlichen Wärmemengen zuführt, so kommt eher in Betracht, daß der trockene Erdboden zu einer Tempe-

raturerhöhung etwa 0,6 von derjenigen Wärmemenge braucht, welche für die gleiche Temperaturerhöhung eines ebenso großen Volumen Wasser nötig ist. Das Wasser wird also durch Zuführung der gleichen Wärmemenge weniger erwärmt und umgekehrt durch Fortführung der gleichen Wärmemenge auch weniger abgekühlt, als der trockene Erdboden.

Außer durch seine große spezifische Wärme wirkt das Wasser ausgleichend auf die Temperatur durch die Vorgänge, welche bei jeder Änderung des Aggregatzustandes stattfinden. Zur Überführung von Wasser in Dampf wird Wärme verbraucht, sie wird gebunden (latent), und umgekehrt wird die gleiche Wärmemenge bei der Verwandlung des Dampfes in Wasser wieder frei. Diese Menge beträgt ungefähr 600 Kalorien, d. h. um ein Kilogramm Wasser in Dampf von der gleichen Temperatur zu verwandeln, ist etwa 600 mal so viel Wärme erforderlich, als zur Erwärmung der gleichen Wassermenge um 1°. Genauer beträgt diese Verdampfungswärme des Wassers nach Regnault (66):

bei 0°	606,5 Kal.
„ 10°	599,55 „
„ 20°	592,6 „
„ 30°	585,65 „

Wird einem Gewässer Wärme zugeführt, so dient davon ein Teil zur Verdampfung und wirkt gar nicht auf die Temperatur; wird umgekehrt einer Wasserfläche Wärme entzogen, so beginnt auch die darüber befindliche Luft sich abzukühlen, und ein Teil des darin enthaltenen Dampfes kondensiert sich zu Wasser unter Freiwerden einer entsprechenden Menge latenter Wärme, so daß die weitere Abkühlung verlangsamt wird.

Vollständig kann man die Wärmewirkung der Gewässer indessen erst verstehen, wenn man auch die Temperaturverhältnisse der tieferen Schichten mit berücksichtigt. Denn den festen Boden treffen und erwärmen die Sonnenstrahlen nur an der Oberfläche, in das Wasser aber dringen sie ein, und indem die oberste Wasserschicht freilich nur einen Teil der zugestrahlten Wärme erhält, kommt der Rest den tieferen Schichten zu und erhöht deren Temperatur.

So geschieht es, daß das Wasser an der Oberfläche geringere, in den unteren Schichten aber größere Temperaturschwankungen hat, als die entsprechenden Schichten des festen Bodens. Ein Beispiel dafür liefert Schubert (67), indem er die Schwankungen der Bodentemperatur von Königsberg (nach 14jährigen Beobachtungen berechnet von A. Schmidt) vergleicht mit den Wassertemperaturen des 57 ha großen, bei Stuhm in Westpreußen gelegenen Hintersees (nach einjährigen Angaben von Seligo) und der im Kattegat gelegenen dänischen Station Schultz' Grund (achtjährige Beobachtungsreihe, mitgeteilt von der Seewarte).

Jährliche Temperaturschwankung.

Tiefe m	Land Königsberg	Wasser Hintersee	Kattegat
0	20,3°	19,0°	15,5°
5	3,9	18,5	15,1
8	1,7	14,5	14,8
15	0,1	7,5	11,8
23	0,0	6,5	8,2
26	—	—	8,1

Noch deutlicher tritt dies Eindringen der Temperaturschwankungen in das Wasser hervor, wenn man die Größe der bewegten Wärmemengen berechnet. Es werde als jährlicher Wärmeaustausch diejenige Wärmemenge bezeichnet, welche im Frühling und Sommer einem Quadratzentimeter der Erdoberfläche zugeführt, im Herbst und Winter von der gleichen Fläche hergegeben wird. Dann beträgt im Kattegat dieser jährliche Wärmeaustausch 44000 kleine Kalorien (deren jede 1 g Wasser um 1° erwärmt); im freien Lande bei Eberswalde ist der Wärmeaustausch nur ein 24stel, im Kiefernwalde sogar nur ein 34stel jener Größe [Schubert (67)].

Zum Vergleich sei hinzugefügt, daß der jährliche Wärmeumsatz für 1 qcm Fläche verschiedener Seen von Hann (68) folgendermaßen berechnet wurde:

	kleine Kalorien
im Golf von Neapel	42350
im Schwarzen Meer	48180
in der Ostsee	50500
im Genfer See	36900
im Comer See für die Teile von 150 m Tiefe	33850

Ähnliche Verhältnisse fand Schubert (69) an dem 15 km nordöstlich von Eberswalde gelegenen Paarsteiner See. Während einiger Tage im Anfang des September 1906 verglich er die dortigen Temperaturen mit denjenigen von Potsdam (Telegraphenberg); unter der Annahme, daß die periodische Tagesschwankung im Wasser des Sees bei 11 m, im Potsdamer Sandboden bei 74 cm Tiefe verschwindet, konnte die tägliche Wärmezufuhr für 1 qcm Fläche auf 440 kleine Kalorien auf dem See und nur 125 in Potsdam ermittelt werden, wobei in Potsdam die Wärmezuführung bereits um 4 Uhr nachmittags aufhörte, auf dem See aber bis zum Abend dauerte. Der am Tage kältere See scheint durch die aus der Umgebung kommenden wärmeren Windströmungen während der Tagesstunden Wärme zu empfangen, während er nachts auf die gleiche Art abgekühlt wird. Durch die Luftbewegung wird also sein täglicher Wärmeumsatz vergrößert.

Aus allen diesen Gründen sind in der Bodenoberfläche und in der Luft wasserreicher Gegenden die Temperaturschwankungen (sowohl jährliche wie tägliche) viel geringer als in trockenen Landstrichen. Das Seeklima zeichnet sich vor dem Binnenklima durch größere Gleichmäßigkeit und verminderte Gegensätze aus, daneben auch durch etwas späteres Eintreten der Extreme. Unter sonst gleichen Verhältnissen, also namentlich in gleichen Breiten, ist das Land im Sommer wärmer und im Winter kälter als das Meer. Ein treffliches Beispiel für das Seeklima bietet uns Helgoland, dessen jährlicher Temperaturgang in Fig. 5 neben demjenigen der im ostpreußischen Binnenlande gelegenen Station Klaußen dargestellt ist. Beide Orte haben ungefähr die gleiche geographische Breite, dabei aber ganz verschiedene Wärmeverhältnisse. Helgoland verdankt dem Golfstrom seine hohe Jahrestemperatur und dem Seeklima die geringe jährliche Schwankung von nur 14,7°, während diese im Binnenklima von Klaußen auf 22,8° wächst. In den Monaten November bis Januar sind die wegen „milden“ Klimas bekannten Orte Bozen, Meran, Montreux und Lugano kühler als Helgoland [Kremser (70)], wo das maritime Klima den Sommer kühler und den Winter milder, die Tage weniger warm und die Nächte weniger kalt werden läßt als im Binnenlande.

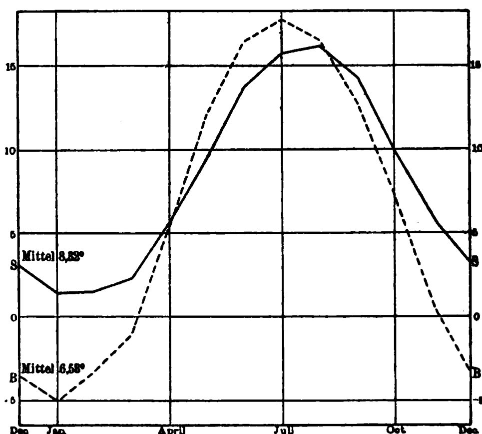


Fig. 5. Jährlicher Gang der Temperatur in Helgoland (S) und Klaußen (B).

Nach v. Neergard (71) kann man in klaren Frühjahrsnächten Wiesen gegen Bodenfrost dadurch schützen, daß man sie während der Nacht von Wasser überrieseln läßt und morgens, wenn auf die kalte Nacht ein warmer Tag folgt, das Wasser wieder zum Abfließen bringt.

Für die eben geschilderte klimatische Bedeutung der Gewässer ist hauptsächlich das Eindringen der Temperaturschwankungen in die Tiefe wirksam. Damit stimmt die weitere Erfahrung überein, daß das in den Pflanzen, namentlich im Walde massenhaft vorhandene Vegetationswasser keineswegs in gleicher Art die Temperatur beeinflußt wie das Meerwasser. Man hat früher allerdings dem Walde eine ähnliche Milderung der Temperaturgegensätze zugeschrieben wie der See, und diese Meinung auf zahlreiche Thermometerbeobachtungen gestützt. Indessen besteht bei derartigen vergleichenden Temperaturmessungen die Schwierigkeit, daß

sowohl die Besonnung als auch die nächtliche Ausstrahlung in den Feldstationen viel größer ist als im Walde. Man muß daher, um an beiden Stellen und trotz der verschiedenen Strahlungsverhältnisse die richtigen Lufttemperaturen zu erhalten, besondere Sorgfalt auf wirkliche Bestimmung der „Schattentemperatur“ verwenden. Dies ist mit Benutzung des Assmannschen Aspirationsthermometers neuerdings durch Schubert (72) geschehen und ergab, daß nur geringe Unterschiede der erwähnten Art auftreten. In der Zeit von Herbst 1899 bis Anfang März 1904 wurden auf sechs Stationen des Versuchsfeldes Karzig-Neuhaus nördlich von Landsberg a. W. Temperaturmessungen innerhalb des Waldes, in seiner Nachbarschaft und in größeren Abständen (1 bis 2 km) ausgeführt. In 2 m Höhe war es unter den Bäumen (Buchen mit eingesprengten Eichen und Kiefern) meistens kühler als im Freien; der größte Unterschied zeigte sich im September um 8^a und betrug durchschnittlich 1,1°. Die übrigen Differenzen waren noch kleiner. Der Waldboden hat, wie wir oben sahen, geringeren Wärmeaustausch als das freie Land und auch etwas geringere Temperaturschwankungen.

Unter den regelmäßig wirkenden Ursachen, von denen die Wärmeschwankung abhängt, ist nunmehr noch die Oberflächenbeschaffenheit des Bodens zu nennen. Die Erfahrung lehrt, daß hellfarbige oder glatte Flächen einen erheblichen Teil der darauffallenden Strahlung zurückwerfen, während dunkle oder rauhe Oberflächen mehr Strahlen absorbieren. Indem unserem Auge ein Gegenstand hell oder blank erscheint, erkennen wir, daß er uns mehr Strahlen zusendet als ein anderer, den wir dunkel sehen. Da beide aber keine eigene Strahlung haben, muß der erstere von den auf ihn fallenden Strahlen des Tageslichtes mehr zurückwerfen. Der andere behält eine größere Strahlungsmenge und wird demgemäß wärmer. Dem entspricht es, daß man sich durch helle Kleider gegen die Wirkung starken Sonnenscheines zu schützen pflegt. Eine merkwürdige Anwendung dieser Tatsachen fand gelegentlich der deutschen Südpolarexpedition statt, als das im Packeis festgefrorene Schiff „Gauß“ für die Rückreise frei gemacht werden sollte. Man stellte aus dunkeln Brocken, namentlich Asche und Kohlenstücken, eine Schuttstraße von 2 km Länge und 10 bis 12 m Breite auf dem Eise her und bewirkte dadurch, daß die vermehrte Absorption der Sonnenstrahlen eine Rinne ausschmolz, längs welcher das Eis zerbrach.

Wenn ferner eine matte oder rauhe Fläche mehr Strahlung aufnimmt als eine glatte, so kommt in Betracht, daß erstere mit ihren Unebenheiten tatsächlich eine größere Oberfläche auf gleicher Unterlage besitzt und darum die Strahlung an mehr Punkten auffangen kann. Dieser vermehrten Erwärmung am Tage steht die größere nächtliche Abkühlung gegenüber; die gleichen Körper von dunkler oder rauher Oberfläche, die sich im Sonnenschein stärker erwärmen, verlieren auch während der Nacht durch Ausstrahlung mehr Wärme als die hellen oder glatten Flächen. Bekannt ist, daß Tau und Reif sich vorzugsweise auf

Rasen zeigen. Die dunkle Farbe und die aus der Oberfläche sämtlicher Grashalme bestehende große Fläche erzeugen eben eine viel stärkere Abkühlung in dem mit Rasen bewachsenen Boden als auf glatter und heller Fläche, und als Folge dieser Abkühlung tritt dann Kondensation ein. Es ist also die tägliche Wärmeschwankung über dunklem oder rauhem Boden größer als über hellem oder glattem Grunde, und diese Verschiedenheit findet sich, weil sie von der Strahlung herrührt, vorzugsweise bei ungehinderter Strahlung, d. h. bei klarem Himmel.

Von erheblicher Bedeutung für die Wärmeschwankung erweist sich ferner die Bodengestalt. Unter sonst gleichen klimatischen Verhältnissen schwankt die Temperatur auf Gipfeln weniger und im Tale mehr als in der Ebene. Schon die bloße Höhenlage ist nicht ohne Einfluß, denn da ein höher gelegener Ort im allgemeinen der Einwirkung des Bodens weniger ausgesetzt ist als eine Station von geringer Seehöhe, so hat das Höhenklima eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Seeklima; die Jahresextreme sind weniger voneinander verschieden und treten teilweise etwas später ein als in niedrig gelegenen Orten. Viel stärker aber als die absolute Seehöhe kommt hierfür in Betracht das Verhältnis eines Ortes zu seiner Umgebung (Gipfel- oder Tallage), und diese Beziehung beeinflußt namentlich die tägliche Wärmeschwankung. In Tälern und Mulden ist die Luft einer größeren Bodenfläche benachbart als an Gipfeln und darum unten in höherem Grade der Einwirkung jeder Änderung der Bodentemperatur ausgesetzt. Dazu kommt aber noch während der Nacht das Herabfließen der an den Hügel- oder Talwänden erkalteten, schweren Luftmassen, welche namentlich in klaren und darum kalten Nächten sich in den Talsohlen ansammeln, während am Tage durch den meist stärker als nachts wehenden Wind die Gipfel vor stärkerer Erwärmung bewahrt werden. Woeikoff (73) drückt dies so aus: Eine konvexe Oberfläche (Hügel, Berg) verkleinert die Amplitude der Temperatur, und zwar um so mehr, je größer das Verhältnis der Höhe zur Breite ist; eine konkave Oberfläche (Tal, Mulde) vergrößert die Amplitude, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnis der Höhe zur Breite. Beispiele dafür aus dem Schwarzwald schildert Schultheiss (74).

Außer diesen beständig für die Amplitude maßgebenden Dingen haben wir nun noch die zeitweise Beeinflussung der Wärmeschwankung zu betrachten. Dahin gehört zunächst die Jahreszeit, welche im Sommer größere, im Winter geringere Amplituden erzeugt. Da der Boden um so mehr Wärme ausstrahlt, je höher seine Temperatur ist, so folgt, daß er in der wärmeren Jahreszeit nicht nur mehr Wärme empfängt, sondern auch mehr ausgibt als in der kälteren und demnach eine größere tägliche Schwankung hat. Für Berlin ist dies in Fig. 2 (S. 9) erkennbar.

Ferner ist hier die Bewölkung zu nennen, weil sie für die Strahlung sowohl der Sonne wie der Erde von großer Bedeutung ist. Wenn,

wie wir sahen, die Temperatur des Bodens und der Luft wesentlich vom Unterschiede der Wärmemengen abhängt, die der Boden durch Sonnenstrahlen empfängt und die er selbst ausstrahlt, so wird alles, was die Größe dieser beiden Mengen beeinflussen kann, auch den Betrag ihres Unterschiedes und also den Gang der Temperatur verändern. Bei klarem Himmel erhält der Boden am Tage viel Wärme und verliert andererseits auch viel in der Nacht; ist der Himmel durch eine Wolkendecke verhüllt, so sind beide Strahlungen gehindert und der Boden wird am Tage wenig Wärme erhalten, nachts wenig verlieren. Die tägliche Schwankung ist also bei klarem Wetter groß und wird durch Bewölkung verringert. Man hat es daher vielfach und mit Erfolg versucht, eine unerwünscht große Schwankung, namentlich starke nächtliche Abkühlung, durch Erzeugung einer künstlichen Wolkendecke zu vermindern, indem man bei Obst-, Wein- und ähnlichen Kulturen an solchen Abenden, die ein tiefes nächtliches Temperaturminimum befürchten ließen, stark rauchende Feuer an der Windseite entzündete und die entstehenden Rauchwolken über die zu schützende Fläche ziehen ließ. Für diesen Zweck sind z. B. die von Lemström (75) angegebenen „Frostfackeln" bestimmt, welche aus gut zerkleinertem und ausgetrocknetem Torf in Röhrenform (20 cm Höhe, 13 cm Durchmesser, 4,5 cm lichte Weite) hergestellt und im Bedarfsfall durch kleine aus Harz und Kohlenstaub gefertigte und mit Petroleum getränkte Zylinder (3 cm Höhe, 4,5 cm Durchmesser, 1 cm lichte Weite) entzündet werden. Auch Teer und andere Brennstoffe hat man zur Raucherzeugung benutzt. In Kärnten gehört das „Reifheizen" im Frühjahr zu den Pflichten der Grundbesitzer (76). Anderwärts sucht man die gleiche Wirkung nicht durch Rauch, sondern durch Stroh zu erzielen, welches in einiger Höhe über dem Boden lose auf Drähte gelegt wird (77).

Eine andere Maßregel gegen die Schäden der Bodenfröste besteht in Trockenlegung feuchten Sumpfbodens und gleichzeitiger Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit des Bodens durch Beimengen von Sand und Lehm. Dabei wird die Verdunstungskälte vermieden und die Zuleitung der Wärme von unten her gefördert.

Bemerkenswert ist eine von Hamberg (78) mitgeteilte Erfahrung, nach welcher in Schweden mit wenigen Ausnahmen einem frostreichen Herbst ein Mai (oder seltener Juni) vorangeht, dessen Mitteltemperatur unter dem normalen Wert liegt.

Indem wir vorstehend die Beziehungen der Temperatur zur Bewölkung betrachteten, haben wir bereits die regelmäßigen „periodischen", d. h. von Tagesstunde und Jahreszeit abhängigen Temperaturschwankungen verlassen und uns zu den unperiodischen gewendet. Auch diese sind für das organische Leben von größter Bedeutung, und als ein Maß für die unperiodischen Temperaturänderungen kann die Größe dienen, welche nach Hann als Veränderlichkeit der Temperatur bezeichnet wird, nämlich die durchschnittliche Temperaturdifferenz benachbarter Monate

und namentlich benachbarter Tage. Je nachdem diese Veränderlichkeit groß oder gering ist, nennen wir das Klima eines Ortes veränderlich oder gleichmäßig (in bezug auf die Temperatur). Für die deutsche Küste hat Großmann (79) diese Größe bestimmt, und zwar gesondert für die verschiedenen Tagesstunden und mit Herleitung des täglichen und jährlichen Ganges der Veränderlichkeit; eine ähnliche Zusammenstellung für die Schweiz auf Grund der dreimal täglich geschehenen Terminablesungen und der daraus hergeleiteten Tagesmittel lieferte Maurer (80). Für Norddeutschland hat Kremser (81) auf Grund 30 jähriger Beobachtungen die Temperaturveränderlichkeit von Tag zu Tag hergeleitet; sie erreicht den größten Wert mit 2,0° in den Gebirgslandschaften und in Masuren, beträgt in der norddeutschen Tiefebene 1,6 bis 1,8° (die Großstadt wirkt ausgleichend: Berlin 1,59°), an den Küsten 1,4 bis 1,6° mit Ausnahme der östlichen Ostseeküste (Königsberg 1,9°, Memel 1,7°) und hat ihr Minimum mit 1,1° auf den Nordseeinseln. Interessant ist ein Vergleich dieser Zahlen mit denjenigen der Sterblichkeit. In den preußischen Provinzen wachsen beide Größen miteinander, und auch der jährliche Gang der Temperaturveränderlichkeit im Mittel aus 16 gleichmäßig verteilten Stationen zeigt ganz ähnliche Schwankungen wie derjenige der Sterbefälle für den Preußischen Staat (diese auf Grund 10 jähriger Erhebungen), wobei jedoch eine Verspätung von zwei Monaten in der Kurve der Sterbefälle auftritt. Diese Zeit dürfte im Durchschnitt zwischen Ursache und Wirkung, Erkrankung und Tod, liegen; und die erwähnten Tatsachen lassen die hygienische Bedeutung der Temperaturveränderlichkeit klar genug erkennen.

Eine Witterungserscheinung, die vielleicht mit dem Unterschiede zwischen See- und Binnenklima zusammenhängt, bilden die Kälterückfälle des Mai, im Volksmunde als die „gestrengen Herren“ oder „Eisheiligen“ bezeichnet. Erst 1839 durch Erman (82) und dann auf Grund ausgedehnteren Materials 1856 durch Dove (83) wurde nachgewiesen, daß in der Tat gegen Mitte Mai eine auffällige Abkühlung in Mitteleuropa einzutreten pflegt, und daß auch im langjährigen Durchschnitte der Tagesmittel dieser Kälterückfall aufzutreten scheint. Assmann (84) und v. Bezold (85) führten unabhängig voneinander den Vorgang darauf zurück, daß im Frühjahr das Land sich stärker als die See erwärmt und daß also zur fraglichen Jahreszeit im Inneren unseres Kontinents eine kräftige Temperaturerhöhung auftritt. Damit ist alsdann eine Abnahme des Luftdruckes über Südosteuropa und andererseits das Auftreten hohen Druckes über dem kälteren Meere, namentlich im Nordwesten der britischen Inseln, verbunden, und nach dem Buys-Ballotschen Gesetz (siehe dieses) folgt hieraus für West- und Mitteleuropa Nord- oder Nordostwind, welcher Luft aus kälteren Gegenden herführt. Der alte Volksglaube bringt anscheinend diesen Umstand noch dadurch zum Ausdruck, daß in Norddeutschland der 11. bis 13. Mai (Mamertus, Pankratius, Servatius), in südlicheren Gegenden, wohin der kalte Nord-

wind später kommt, der 12. bis 14. Mai (Pankratius, Servatius, Bonifacius) im Rufe frostigen Wetters stehen. Daß indessen das Auftreten solcher Kälterückfälle keineswegs auf die unteren Luftschichten beschränkt ist, zeigen die von Hergesell (86) mitgeteilten Ballonbeobachtungen vom 13. Mai 1897. Aus Berlin, Straßburg, Petersburg usw. wurden an diesem Tage Luftballons emporgesandt, welche wertvolle Registrierungen der oben herrschenden Temperaturen mitbrachten. Es fand sich über West- und Mitteleuropa ein Kältegebiet, dessen Gegensatz zur Umgebung nach oben hin immer stärker hervortrat. In Straßburg war es am Boden um 12⁰ kälter als in Petersburg; in 5000 m Höhe betrug die Differenz 25⁰, in 7000 m 32⁰, in 10000 m 37⁰.

Indessen hat Kremser (87) gezeigt, daß die täglichen Temperaturminima für Berlin, Marggrabowa und Klaußen (Ostpreußen) zwar einen deutlichen Kälterückfall im Durchschnitt der Jahre 1878 bis 1894 oder 1884 bis 1898 zeigen, daß aber die längeren Beobachtungsreihen 1848 bis 1898 in Berlin und Klaußen Mittelwerte ergeben, aus denen die Eisheiligen völlig verschwunden sind. Ähnliches fanden Rudel (88) für Bayern und Gautier und Duaime (89) für Genf, während Frh. Friesenhof (90) für das Neutratal (Ungarn) sechs verschiedene Kälterückfälle im Mai aus 30jährigen Beobachtungen herleitete, und Marten (91) für 42 mitteleuropäische Orte mit zum Teil über mehr als 100 Jahre reichenden Beobachtungen einen Kälterückfall nachwies, der ganz allgemein in der zweiten Junidekade stattfindet.

Wenn hiernach das Vorkommen der „Eisheiligen“ immer weniger gesichert erscheint, so ist darum der alte Glaube an sie doch nicht bedeutungslos. Ein Kälterückfall im Mai, der die Pflanzen schädigt und die Freude am Erwachen des Frühlings stört, prägt sich der Wahrnehmung und dem Gedächtnis viel tiefer ein, als eine gleichmäßige oder selbst ungewöhnlich hohe Temperatur der nämlichen Tage oder ein Kälterückfall in anderer Jahreszeit. Und wenn das langjährige Mittel wirklich keine Abkühlung zwischen dem 10. und 15. Mai erkennen läßt, so würden doch die in einzelnen Jahren eintretenden Kälterückfälle, obwohl nicht die Regel sondern die Ausnahme bildend, in der Erinnerung wahrscheinlich gegen die weniger eindrucksvollen wärmeren Tage überwiegen.

Übrigens muß, worauf Hellmann (92) aufmerksam gemacht hat, diese ganze Erwägung auf die Geltungszeit des Gregorianischen Kalenders beschränkt werden. Zu dessen Einführung wurde 1582 bestimmt, daß zehn Kalendertage ausfallen und auf den 4. Oktober jenes Jahres gleich der 15. folgen sollte. Tatsächlich eingeführt wurde aber die neue Zeitrechnung damals nur in einigen Ländern, in anderen zu verschiedenen späteren Zeiten, und soweit der üble Ruf der „gestrengen Herren“ in einem Lande älter ist als daselbst der Gregorianische Kalender, bezieht er sich nach heutiger Benennung auf den 21. bis 23. (statt 11. bis 13.) Mai. Daß ein recht hohes Alter wenigstens dem Eisheiligen Servatius

zukommt, geht nach Hellmann (a. a. O.) aus dem Calendarium oeconomicum et perpetuum des Johannes Colerus hervor, welches in Wittenberg 1591 erschien und beim 13. Mai die Bemerkung enthält: „Für Servatii Tag, sagten die Alten, darf man sich keines gewissen Sommers versehen“.

Wenden wir uns nunmehr zu den Temperaturen des Erdbodens und insbesondere der tieferen Schichten, so darf von vornherein aus unseren bisherigen Studien zweierlei gefolgert werden: Die Bodentemperatur muß nach unten hin, d. h. mit wachsender Annäherung an die heißen Schichten der Tiefe zunehmen; und die täglichen und jährlichen Änderungen müssen nach unten hin, d. h. mit wachsender Entfernung vom Ursprungsort jener Änderungen an Einfluß verlieren. In der Tat bestätigt dies die Erfahrung.

Die Temperaturzunahme nach der Tiefe hin beträgt zwischen 25 und 55° geographischer Breite etwa 1° auf 35 m. Diese normale geothermische Tiefenstufe besteht in ebenen Gegenden bei unveränderlichen, nicht jung-eruptiven Gesteinen, und Abweichungen von diesem Wert sind auf örtliche Einflüsse zurückzuführen; als solche kommen in Betracht unregelmäßige Bodenform (Berg und Tal), benachbarte Seen oder Meere, heiße oder kalte Quellen, wärmeerzeugende Vorgänge im Inneren, noch nicht völlig erkaltete Laven, sowie in geringerem Maße auch besondere Werte der Wärmeleitfähigkeit. Königsberger (93) führt einige Abweichungen von diesem Normalwert an; als Beispiele seien folgende erwähnt:

	Geothermische Tiefenstufe m
Gotthard, Scheitel	45,0
„ Tal	29,3
Neapel, am Meer gelegen	100,0
Newcastle, Steinkohlengebiet	23,3
Neuffen (Württemberg), jungtertiärer Basalt	11,3
Ghadame (Tripolis), trockener, schlecht leitender Sand	20,0

Die tägliche Schwankung der Temperatur dringt je nach der Leitungsfähigkeit des Bodens einen bis mehrere Meter tief ein, natürlich im Sommer tiefer als im Winter, weil die Sommerschwankung an sich größer ist. Einigermaßen tiefliegende Keller können der Tagesschwankung nahezu entzogen sein. In Königsberg betrug nach J. Franz (94) die Tagesschwankung:

	Januar °C	Juli °C
In 0,314 m Tiefe	0,06	0,80
„ 0,627 m „	0,03	0,13

Vom Eindringen der Tagesschwankung in den Boden geben Fig. 6 und 7 ein anschauliches Bild, sie zeigen nämlich für die ungeraden Stunden des Tages die Temperaturverteilung im Boden bis zu 60 cm Tiefe im Januar und im Juli nach Messungen in Belgrad 1902 bis 1906, mitgeteilt von Vujević (95). Die Tagesschwankung beträgt an der Oberfläche im Januar 6,52°, im Juli 28,97°, in 1 cm Tiefe (oberer Rand der Zeichnung) 1,38 und 12,08°, und wird nach unten hin immer kleiner. Die Zunahme der Temperatur mit wachsender Tiefe ist im Januar bereits erkennbar, während sie im Juli wegen der stark erwärmten Oberfläche erst tiefer beginnt und nur während der Nachtstunden die erkaltete Oberfläche sich vorübergehend unter die Temperatur der unmittelbar darunter liegenden Schichten abkühlt.

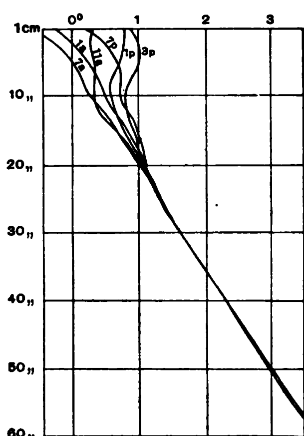


Fig. 6. Täglicher Gang der Bodentemperatur in Belgrad, Januar.

Verfolgen wir hierbei nicht bloß den Temperaturgang, sondern auch die im Boden bewegten Wärmemengen, so ergibt sich ein Fortführen der Wärme, das überall von der wärmeren zur kälteren Schicht gerichtet ist. Entsprechend der regelmäßigen Temperaturschwankung der Oberfläche wird während der wärmeren Tageszeit

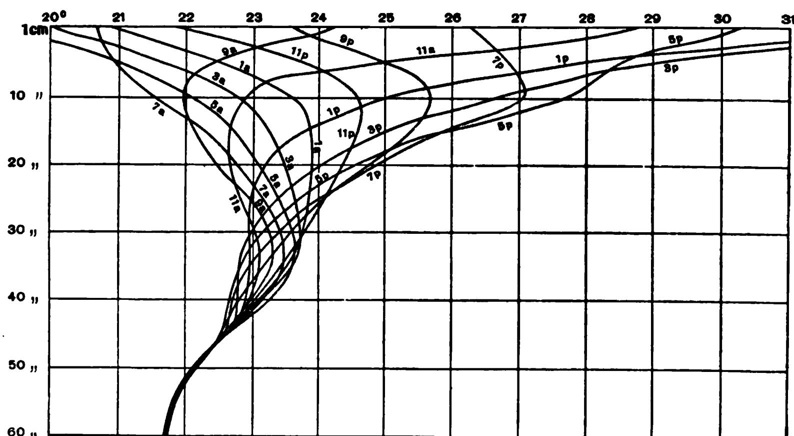


Fig. 7. Täglicher Gang der Bodentemperatur in Belgrad, Juli.

nach abwärts, während der kälteren nach aufwärts eine Wärmemenge geleitet, deren Betrag nach der Tiefe hin immer kleiner wird. Die im Laufe des Tages durch die Bodenoberfläche einmal auf und nieder bewegte Wärmemenge heiße der tägliche Wärmeaustausch. Daß

nach Beobachtungen von Schubert (67) in Eberswalde der Waldboden mäßigere Temperaturschwankungen und einen entsprechend geringeren Wärmeaustausch zeigt, als freies Land, wurde schon erwähnt. Derselbe Forscher berechnete aus Beobachtungen von Homén (96) den täglichen Gang des Wärmegehaltes verschiedener Bodenarten am Lojosee in Finland während einer Augustwoche des Jahres 1893. Es fanden sich für den regelmäßigen täglichen Wärmeaustausch im Granitfelsen 128, im

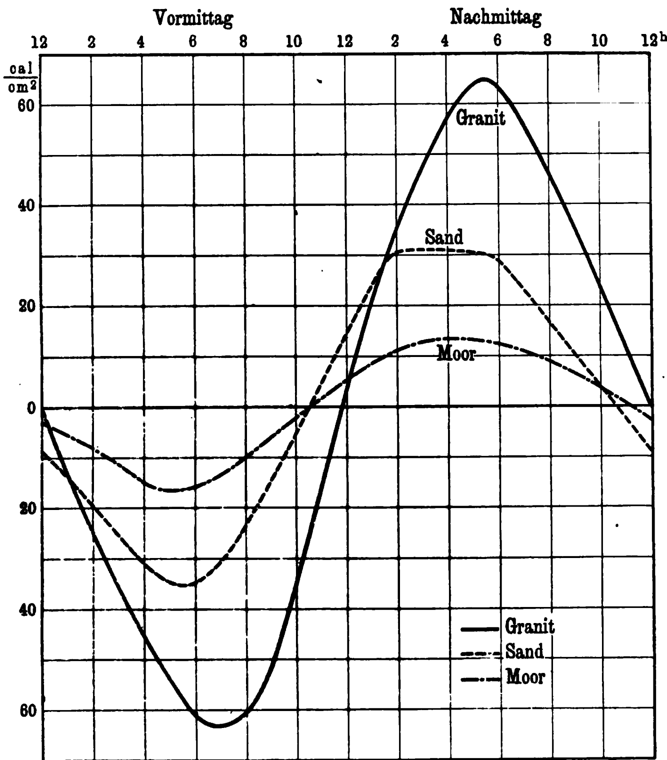


Fig. 8. Täglicher Gang des Wärmegehaltes in verschiedenen Bodenarten nach Schubert (Abweichung vom Tagesmittel).

Sandboden 67 und im Moorboden nur 31 kleine Kalorien auf den Quadratzentimeter. In Fig. 8 sind diese Verhältnisse durch graphische Darstellung des Wärmegehaltes für die einzelnen Tagesstunden zur Anschauung gebracht. Wenn der Wärmeaustausch sich im Granit doppelt, im Moor nur halb so groß als im Sandboden erweist, so ist dies besonders der verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit zuzuschreiben, welche im Granit als dem besten Leiter die größten Wärmemengen bewegt. Zudem wird in der Oberfläche des Moorbodens ein Teil der zugeführten Wärme zur Verdampfung von Wasser verbraucht und am Eindringen

gehindert. Daß die hohe spezifische Wärme des Moorbodens, welche derjenigen des Wassers fast gleichkommt, keinen größeren Wärmeumsatz bewirkt, ist recht lehrreich. Denn obgleich in der wasserreichen Moorerde bei gleichen Temperaturänderungen bedeutend größere Wärmemengen bewegt werden würden als in den trockenen Bodenarten, kommt es hierzu nicht, weil nur geringe Wärmemengen in den Moorboden eindringen.

Für eine Schneedecke berechnet Okada (97) den täglichen Wärmeumsatz aus Beobachtungen, die im Februar 1907 zu Hokkaido (Japan) stattfanden. Die Oberflächentemperatur schwankte durchschnittlich zwischen — 22,65° um 4ª und — 3,77° um 1ᵖ. Als täglicher Wärmeumsatz ergaben sich durchschnittlich 19 kleine Kalorien für den Quadratzentimeter; an einem klaren Tage fand man 24,3, an einem trüben Tage 11,5 Kalorien.

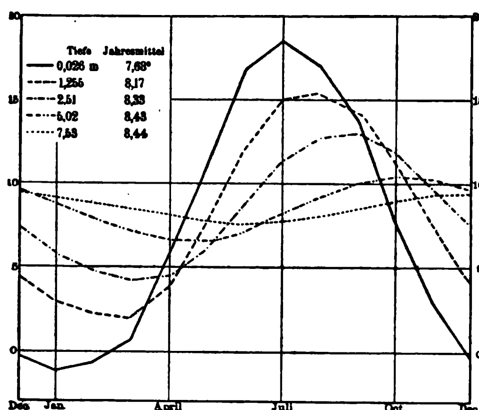


Fig. 9. Jährlicher Gang der Erdbodentemperatur verschiedener Tiefen in Königsberg.

Daß eine ganz andere Art der Wärmeverteilung und -bewegung im Wasser stattfindet, weil dort durch eindringende Sonnenstrahlen gerade den tieferen Schichten bedeutende Wärmemengen zugeführt werden, ist bereits oben (S. 27) erwähnt worden.

Die Jahresschwankung der Temperatur im Boden der oben genannten Königsberger Beobachtungsstation ist nach den Berechnungen von Leyst (98) auf Grund 13jähriger Beobachtungen (1873 bis 1877 und 1878 bis 1886) in Fig. 9 dargestellt. Wir sehen in der Tat nach unten hin die Mitteltemperatur wachsen und die Amplitude abnehmen. Außerdem findet eine mit der Tiefe wachsende Verspätung der Extreme statt, wie es mit Rücksicht auf die Zeit, welche zur Fortleitung der an der Oberfläche stattfindenden Wärmeänderungen erforderlich ist, ja notwendig erscheint. So kommt es, daß schon in 7,53 m Tiefe Dezember der wärmste und Juni der kälteste Monat ist.

Am Potsdamer Geodätischen Institut befindet sich in einem Seitenschacht des Tiefbrunnens in 25 m Tiefe ein Thermometer, welches dauernd den unveränderten Stand von 11,7° zeigt [Hecker (99)].

Über die Geschwindigkeit, mit welcher die Wärmewellen des jährlichen Ganges im Boden fortschreiten, hat Okada (100) für den im mittleren Japan in einer Bucht des Stillen Ozeans gelegenen Ort Nagoya Beobachtungen angestellt. Der Boden besteht aus einem Gemisch von

Sand und Lehm mit oberflächlicher Rasendecke. Es fanden sich folgende Zahlen:

Tiefe	0 bis 0,3	0,3 bis 1,5	1,5 bis 3	3 bis 6 m
Geschwindigkeit . .	3,4	3,3	3,9	5,0 cm im Tage.

Die Jahresschwankung beträgt dort an der Oberfläche 25,6⁰ und wird in 12 m Tiefe unmerkbar.

Bewölkung und Niederschlag haben auf die Bodentemperatur merklichen Einfluß. Das Vorhandensein einer Wolkendecke vermindert die Strahlung und somit die Größe der Schwankungen. Niederschlag scheint nicht bloß durch seine eigene Temperatur diejenige des Bodens zu beeinflussen, sondern nach Leyst (98) außerdem auch in der Weise zu wirken, daß feuchte Bodenschichten besser als trockene die Wärme leiten, so daß bei feuchtem Erdreich die Temperaturunterschiede der verschiedenen Tiefenschichten abnehmen. Von ganz besonderem Einfluß sind ferner ausgedehnte Schneeflächen, weil deren rauhe Oberfläche trotz der hellen Farbe die Strahlung begünstigt, andererseits aber die eingeschlossene Luft den Schnee zu einem schlechten Wärmeleiter macht. Die am Tage eingestrahlte Wärme wird größtenteils zum Schmelzen der obersten Schneeschicht verbraucht und kann die Bodentemperatur nicht über 0⁰ erheben. Nachts verliert die Schneefläche durch Ausstrahlung bedeutende Wärmemengen, und die schlecht leitende Schneeschicht hindert die Wärmeleitung aus dem Boden in die Luft. Also bringt, sofern man die Lufttemperatur betrachtet, eine zusammenhängende Schneefläche Kälte. Im Boden aber hält sie die Wärme zusammen und fördert das Gedeihen vieler Pflanzen, die im nackten Boden erfrieren würden.

Eine merkwürdige Aufspeicherung von Wärme findet sich in solchen Teichen, welche über salzigem Wasser eine Schicht süßen oder doch weniger salzhaltigen Wassers enthalten. Dergleichen wird aus Norwegen [Häpke (101)] und aus Ungarn [v. Kalecsinky (102)] berichtet; namentlich die ungarischen heißen Salzwasserseen können durch die sommerliche Sonnenstrahlung in ihren tieferen Schichten bis zu 70⁰ erwärmt werden und zeigen im Winter unter der Eisdecke noch 30 bis 32⁰. Der letztgenannte Forscher vermochte in Gefäßen mit entsprechend geschichteten Flüssigkeiten dieselbe Erscheinung künstlich hervorzurufen und gibt dazu die folgende Erklärung. Wenn, wie oben (S. 27) gezeigt, gerade den unteren Schichten eines von der Sonne bestrahlten Gewässers erhebliche Wärmemengen zugeführt werden, so pflegt der hieraus entstandene Temperaturunterschied zwischen oben und unten wenigstens teilweise durch Strömungen ausgeglichen zu werden, weil die erwärmte Flüssigkeit leichter geworden ist und über die kühleren Massen emporsteigt. Ist aber die untere Schicht durch ihren größeren Salzgehalt trotz des Erwärmens schwerer als die obere, so kann kein Aufsteigen der wärmeren Flüssigkeit und kein Ausgleich stattfinden, und die unten befindlichen salzigen Wasserschichten behalten den an sie gelangten großen Wärmebetrag.

In betreff der Temperaturverteilung in den höheren Luftschichten haben wir den in den letzten Jahren ausgeführten wissenschaftlichen Ballonfahrten und Drachenaufstiegen so wesentliche Aufklärung zu danken, daß man sich bereits gewöhnt hat, den Luftballon und den Drachen als unentbehrliche Hilfsapparate der wissenschaftlichen Wetterkunde anzusehen. Ursprünglich bediente man sich ausschließlich der bemannten Ballons, um meteorologische Ablesungen durch die mitfahrenden Beobachter ausführen zu lassen; wie man dann durch Drachen und Registrierballons immer größere Höhen zu gewinnen vermochte, wurde bereits (S. 3) geschildert.

Da die Sonnenstrahlen ohne erhebliche Wärmewirkung durch die uns zugänglichen Luftschichten hindurchgehen (s. S. 18), bildet für die untere Luft der Erdboden die einzige Wärmequelle, und es folgt hieraus, daß nach oben hin mit wachsender Entfernung von dieser Wärmequelle die Temperatur sinken muß. An sich und unter gleichem Druck ist ja natürlich kalte Luft stets schwerer als warme. Und nur weil nach oben hin der Druck abnimmt, und weil aus diesem Grunde die Dichte bei gleicher Temperatur oben geringer sein würde als unten, kann ohne Gleichgewichtsstörung die obere Luft um einen gewissen Betrag kälter sein. Es kommt ferner in Betracht, daß auf- oder abwärts bewegte Luft ihre Temperatur ändert. Bekanntlich ist eine charakteristische Eigenschaft der Gase ihre Expansivkraft, d. h. das Bestreben, sich stets so weit auszudehnen, als es der verfügbare Raum oder der äußere Druck gestatten. Wenn nun Luft beim Emporsteigen unter geringeren Druck kommt und sich demgemäß ausdehnt, so ist die von der Expansivkraft geleistete Arbeit mit Wärmeverbrauch und Abkühlung verbunden. Wenn umgekehrt Luft herabsinkt, unter größeren Druck kommt und auf einen kleineren Raum zusammengedrückt wird, so entsteht Erwärmung. Diese als dynamische Abkühlung oder Erwärmung bezeichnete Temperaturänderung beträgt 0,99° beim Auf- oder Absteigen der Luft um je 100 m. Ist nun die Temperaturabnahme nach oben in der ruhenden Atmosphäre geringer als 0,99° auf 100 m (was meistens zutrifft), so sagt man, die Luft sei in stabilem Gleichgewicht; denn wenn eine Luftmasse jetzt wärmer (oder kälter) als ihre Umgebung ist und deswegen zu steigen (oder zu sinken) beginnt, so erreicht sie in einer gewissen Höhe Luft der eigenen Temperatur, und die Bewegung hört auf. Beträgt die Temperaturabnahme in der Atmosphäre gerade 0,99° auf 100 m, so heißt dieser Zustand „adiabatisch“ oder auch indifferentes (konvektives) Gleichgewicht. Das etwa vorhandene Bestreben einer Luftmasse, zu steigen oder zu sinken, wie es aus einer Temperaturdifferenz gegen die Umgebung entspringt, wird bei dieser Temperaturverteilung nicht durch Steigen oder Sinken geändert; ist eine Luftmasse irgendwo im Gleichgewicht, so wird sie es auch sein, nachdem man sie in eine beliebige andere Höhe gebracht hat. Wenn ferner die Temperatur der Atmosphäre um mehr als 0,99° auf 100 m nach

oben hin abnimmt, so muß eine nach oben oder unten in Bewegung gebrachte Luftmasse mit immer steigender Kraft sich bewegen, denn je weiter sie kommt, um so mehr weicht ihre Temperatur von derjenigen der Umgebung ab. Ist sie wärmer als die umgebende Luft, so wird sie es im Aufsteigen noch mehr; ist sie kälter als die Umgebung, so wird sie es im Absteigen noch mehr; und jede einmal eingeleitete vertikale Bewegung wächst dann von selbst. Dieser Zustand heißt labiles Gleichgewicht. Ein freiwilliges Auf- und Absteigen der Luft ohne äußeren Anstoß kann erst stattfinden, wenn das spezifische Gewicht der oberen Schichten größer als dasjenige der unteren ist. Hierzu gehört eine Temperaturänderung in der Atmosphäre von 3,42° auf 100 m. Bei Erwägungen dieser Art pflegt man nach v. Bezold (103) als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige zu bezeichnen, welche die Luft annehmen würde, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme auf den Druck von 760 mm Quecksilberhöhe, d. h. an den Erdboden, gebracht würde. Der Einfluß des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes ist hier noch nicht berücksichtigt worden.

Es besteht aber zwischen der vom Boden kommenden Erwärmung der Luft und ihrer Abkühlung ein wesentlicher Unterschied. Während eine jede, beliebig starke Erkaltung des Bodens die entsprechende Abkühlung der unteren Luft nach sich zieht und die Luftschichten um so sicherer am Boden verbleiben, je kälter und mithin schwerer sie geworden sind, ist die Erwärmung der unteren Luftschichten dadurch begrenzt, daß bei Überschreiten einer gewissen Temperatur die Luft emporsteigt. Im Durchschnitt folgt daraus eine niedrigere Temperatur der unteren Luftschichten, als sie ohne Bewegung haben würden, und es entspricht dieser Erwägung, daß die Gebirge als Teile des Bodens, welche in die Atmosphäre hineinragen, erkältend auf die benachbarte Luft wirken. Für Gebirgsgegenden pflegt daher das vertikale Temperaturgefälle größer zu sein als in den gleichen Höhenschichten der freien Atmosphäre. Wie Maurer (104) mitteilt, beträgt die Temperaturabnahme für 100 m Höhenzuwachs im Jahresmittel für die Ostalpen (nach Hann) an der Nordseite 0,507°, an der Südseite 0,600°; für die Schweizer Alpen an der Nordseite 0,510°, an der Südseite 0,588°; für die Rheintal-Graubündener Alpen 0,514°, während Wagner (s. Tabelle auf S. 44 u. 45) für Mitteleuropa Werte angibt, die in den unteren 3000 m der Atmosphäre durchschnittlich nur 0,42° betragen. Freilich kann für Gipfelstationen eine solche Wirkung nicht angenommen werden, denn dort erzeugt ja die Abkühlung des Bodens ein Herabströmen der erkalteten Luft, so daß also nur für den Fuß der Gebirge die erwähnte Beziehung gelten kann und andere Ursachen für die erfahrungsmäßig vorhandene niedere Temperatur vieler Berggipfel herangezogen werden müssen. In der Tat fanden Shaw und Dines (105) in der Nähe der Westküste von Schottland, daß in gleicher Höhe die freie Atmosphäre während der Monate Juli und August 1902 durchschnittlich um 2,6°

wärmer war, als die Luft am Gipfel des Berges Ben Nevis. Nach Wundt (106) ist der Brockengipfel im Jahresdurchschnitt um 0,6° kälter als die Atmosphäre in gleicher Höhe. De Quervain (107) findet den Säntisgipfel ein wenig kälter als die freie Atmosphäre, namentlich bei trübem Wetter. Schmauß (108) berechnet für die Zugspitze eine etwa 1° gegen die Atmosphäre erniedrigte Gipfeltemperatur und erklärt dies durch erhöhte Energiebindung auf dem Berge beim Schmelzen des Schnees und Verdampfen des Niederschlages.

Recht deutlich erscheint die abkühlende Wirkung des Bodens bei der sogenannten Temperaturumkehr (Inversion), d. h. wenn die Luft am Boden kälter ist als darüber. In klaren Nächten und namentlich zur Winterszeit tritt dieser Zustand sehr häufig ein und erstreckt sich je nach der Stärke der Bodenerkaltung mehr oder minder hoch hinauf. Beobachtungen vom Eiffelturm sowie vom Turm des Straßburger Münsters lassen dies deutlich erkennen. Hann (109) berechnete, daß im Mittel aller Witterungszustände am Straßburger Münster bei Nacht die Temperatur 136 m über dem Boden höher ist als unten, sowie außerdem, daß die Größe der täglichen Temperaturschwankung nach oben hin rasch abnimmt unter gleichzeitiger Verspätung der täglichen Extremtemperaturen. Assmann (110) beobachtete am (früheren) Berliner Aeronautischen Observatorium, daß Umkehrungen der erwähnten Art vorzugsweise in Höhen zwischen 200 und 1000 m vorkommen, und daß sie ferner in Begleitung hohen Luftdruckes, namentlich in den Übergangsgebieten zwischen barometrischen Hochs und Tiefs aufzutreten pflegen. Dabei gingen der Inversion oftmals am Vortage starke Regenfälle im Westen, Südwesten oder Süden von Europa voraus, und vielleicht kann angenommen werden, daß die gleichen Luftmassen, welche im Niederschlagsgebiet aufstiegen, nachher in dem benachbarten Hochdruckgebiet wieder in die Nähe des Bodens herabkommen, und daß hierbei eine ähnliche Erwärmung auftritt, wie wir sie als Föhnwirkung im folgenden Kapitel kennen lernen werden.

Es kann auf solche Art geschehen, daß in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben, während die unteren Zweige und Gesträuche erfrieren. Es kann unter entsprechenden Witterungsverhältnissen aber auch geschehen, daß die Inversion bis 3000 m hinaufreicht. Ähnlich wie der Erdboden vermag auch die obere Grenzfläche einer Wolke sich abzukühlen und dann in der darüber liegenden Luft Erkaltung und Inversion zu erzeugen. Eine solche Erscheinung beobachtete Berson (111) gelegentlich einer Ballonfahrt in nahezu 8000 m Höhe.

Findet eine derartige Temperaturumkehr am Boden statt, so kann die kalte schwere Luft der untersten Schicht ähnliche Wellenbewegungen wie eine Wassermasse zeigen, und ihr Hin- und Herwogen ist dann mit entsprechenden Temperaturschwankungen, namentlich an der oberen Grenze, verbunden, wie sie z. B. von Defant (112) für Innsbruck und von Knoch (113) für Potsdam nachgewiesen wurden [s. auch v. Ficker (114)].

Die mittleren Temperaturverhältnisse der Atmosphäre und deren jährlichen Gang zeigt die folgende von A. Wagner (115) berechnete Tabelle I (S. 44 u. 45). Es wurden dabei die Aufzeichnungen von 380 in Mitteleuropa während der Zeit vom Juli 1902 bis Juni 1907 unternommenen Registrierballonaufstiegen benutzt, die sich sämtlich mindestens bis zu 8 km Höhe erstreckten. Der jährliche Gang der Temperaturen für 0, 5, 10, 13 und 15 km Höhe ist außerdem in Fig. 10 dargestellt. Die Jahresschwankung wird nach oben hin geringer und zeigt außerdem in den unteren und mittleren Schichten eine Verspätung (namentlich in betreff des winterlichen Minimums), von 10 km an aber

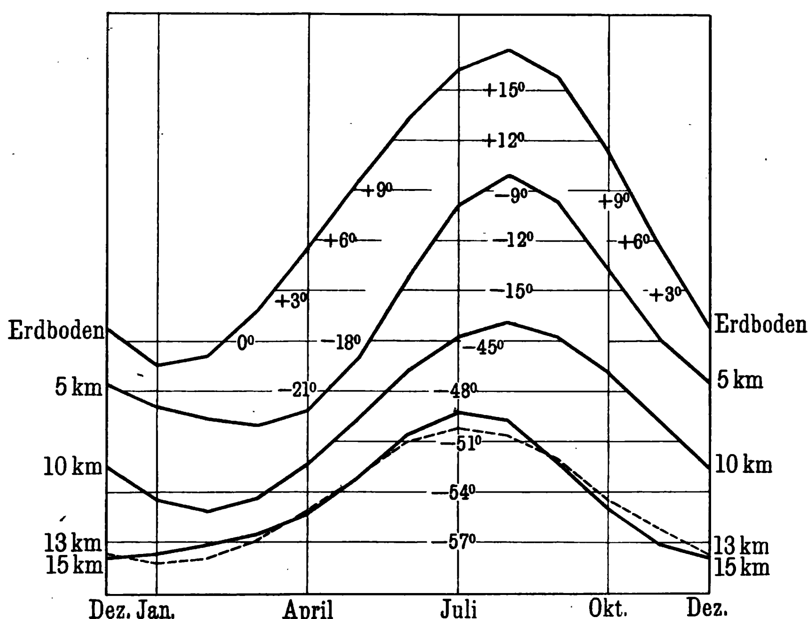


Fig. 10. Jährl. Gang der Temperatur in der freien Atmosphäre nach Wagner.

eine Verfrühung. Vergleicht man hiermit die auf Berggipfeln gewonnenen Temperaturangaben, so zeigt sich eine Verspätung in der freien Atmosphäre auch gegen die Gipfelstationen. Die Höhe, in welcher der jährliche Gang verschwindet, ist durch die bisherigen Beobachtungsmittel noch nicht erreicht. Der tägliche Gang nimmt nach oben hin rasch ab und zeigt dabei wachsende Verspätung, beides namentlich in der warmen Jahreszeit. Am 8. Juni 1898 konnte aus den gleichzeitig in vier Luftballons angestellten Beobachtungen berechnet werden, daß von der am Boden stattfindenden Temperaturänderung in 700 m Höhe noch die Hälfte, in 1100 m ein Drittel, in 1400 m ein Viertel, in 1600 m ein Fünftel, in 2000 m ein knappes Siebentel, in 3000 m ein Zwanzigstel, darüber hinaus verschwindend wenig vom täglichen Gang erkennbar

Tabelle I. Mittelwerte der Temperatur

Höhe km	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli
0	−1,5	−0,9	1,8	5,4	9,5	13,3	16,3
1	−2,7	−2,6	−1,2	1,2	4,7	8,7	12,2
2	−5,4	−5,7	−5,3	−3,9	−0,9	3,2	6,8
3	−9,8	−10,5	−10,5	−9,4	−6,4	−2,1	1,7
4	−15,7	−16,5	−16,6	−15,3	−12,0	−7,6	−3,8
5	−21,9	−22,7	−23,1	−22,1	−19,0	−14,2	−9,8
6	−29,0	−30,2	−30,5	−29,1	−25,4	−20,5	−16,4
7	−36,0	−37,5	−38,0	−36,5	−32,4	−27,2	−23,0
8	−43,3	−44,8	−45,3	−43,7	−39,8	−34,6	−30,6
9	−49,2	−50,4	−50,6	−49,2	−45,8	−41,5	−37,9
10	−54,4	−55,1	−54,4	−52,4	−49,7	−46,8	−44,7
11	−57,6	−57,3	−55,7	−53,8	−52,0	−50,3	−49,0
12	−58,9	−57,9	−56,0	−54,0	−52,4	−51,1	−50,3
13	−58,3	−58,0	−56,9	−55,1	−53,0	−51,1	−50,2
14	−58,0	−57,6	−56,8	−55,3	−53,2	−51,0	−49,7
15	−57,7	−57,2	−56,6	−55,3	−53,1	−50,6	−49,2
16	−57,9	−57,1	−56,1	−54,8	−52,8	−50,6	−49,1

Tabelle II. Temperaturabnahme mit

Höhenstufe km	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli
Erde bis 1	1,2	1,7	3,0	4,2	4,8	4,6	4,1
1 „ 2	2,7	3,1	4,1	5,1	5,6	5,5	5,4
2 „ 3	4,4	4,8	5,2	5,5	5,5	5,3	5,1
3 „ 4	5,9	6,0	6,1	5,9	5,6	5,5	5,5
4 „ 5	6,2	6,2	6,5	6,8	7,0	6,6	6,0
5 „ 6	7,1	7,5	7,4	7,0	6,4	6,3	6,6
6 „ 7	7,0	7,3	7,5	7,4	7,0	6,7	6,6
7 „ 8	7,3	7,3	7,3	7,2	7,4	7,4	7,6
8 „ 9	5,9	5,6	5,3	5,5	6,0	6,9	7,3
9 „ 10	5,2	4,7	3,8	3,2	3,9	5,3	6,8
10 „ 11	3,2	2,2	1,3	1,4	2,3	3,5	4,3
11 „ 12	1,3	0,6	0,3	0,2	0,4	0,7	1,3
12 „ 13	−0,6	0,1	0,9	1,1	0,6	0,0	−0,1
13 „ 14	−0,3	−0,4	−0,1	0,2	0,2	−0,1	−0,5
14 „ 15	−0,3	−0,4	−0,2	0,0	−0,1	−0.4	−0,5
15 „ 16	0,2	−0,1	−0,5	−0,5	−0,3	0,0	−0,1

er freien Atmosphäre über Mitteleuropa.

August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Jahres-schwankung
17,4	15,7	11,3	5,6	0,8	7,9	18,9
13,6	11,9	7,8	2,9	— 0,9	4,6	16,3
8,2	6,5	2,7	— 1,3	— 4,2	0,1	13,9
3,1	1,4	— 2,3	— 6,0	— 8,5	— 5,0	13,6
— 2,5	— 4,3	— 7,8	— 11,6	— 14,2	— 10,7	14,1
— 8,1	— 9,8	— 13,8	— 17,8	— 20,5	— 16,9	15,0
— 15,0	— 16,7	— 20,4	— 24,2	— 27,1	— 23,7	15,5
— 21,9	— 23,9	— 27,6	— 31,2	— 33,9	— 30,8	16,1
— 29,2	— 31,0	— 34,5	— 38,2	— 41,1	— 38,0	16,1
— 36,8	— 38,3	— 41,4	— 44,7	— 47,3	— 44,4	13,8
— 43,9	— 44,8	— 46,9	— 49,7	— 52,5	— 49,6	11,2
— 48,3	— 48,9	— 50,9	— 53,8	— 56,4	— 52,8	9,3
— 50,3	— 51,3	— 53,5	— 56,2	— 58,3	— 54,2	8,6
— 50,6	— 52,1	— 54,2	— 56,2	— 57,7	— 54,5	8,1
— 50,1	— 52,1	— 54,7	— 56,8	— 57,9	— 54,4	8,3
— 49,7	— 52,1	— 55,0	— 57,1	— 57,9	— 54,3	8,7
— 49,3	— 51,4	— 54,5	— 57,0	— 58,1	— 54,1	9,0

wachsender Höhe, in Graden für je 1000 m.

August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr	Jahres-schwankung
3,8	3,8	3,5	2,7	1,7	3,26	3,6
5,4	5,4	5,1	4,2	3,3	4,58	2,9
5,1	5,1	5,0	4,7	4,3	5,00	1,2
5,6	5,7	5,5	5,6	5,7	5,72	0,6
5,6	5,5	6,0	6,2	6,3	6,24	1,5
6,9	6,9	6,6	6,4	6,6	6,81	1,2
6,9	7,2	7,2	7,0	6,8	7,05	0,9
7,3	7,1	6,9	7,0	7,2	7,25	0,7
7,6	7,3	6,9	6,5	6,2	6,42	2,3
7,1	6,5	5,5	5,0	5,2	5,18	3,9
4,4	4,1	4,0	4,1	3,9	3,22	3,1
2,0	2,4	2,6	2,4	1,9	1,34	2,4
— 0,3	0,8	0,7	0,0	— 0,6	0,22	1,7
— 0,5	0,0	0,5	0,6	0,2	— 0,02	1,1
— 0,4	0,0	0,3	0,3	0 0	— 0,14	0,8
— 0,4	— 0,7	— 0,5	— 0,1	— 0,2	— 0,23	0,9

war. Neben diesen periodischen Temperaturänderungen zeigen sich in der Höhe sehr viel stärkere unperiodische Schwankungen. Einige solche Zahlen aus dem Mai 1897 wurden bereits oben (S. 34) angeführt. Ebenfalls hierher gehören die ungewöhnlich tiefen und zugleich niedrigsten bisher beobachteten Lufttemperaturen: am 25. Januar 1905 fand Rotch bei einem von St. Louis veranstalteten Aufstieg in 14 800 m Höhe — 85,6°, und am 2. März 1905 wurde in Wien in nur 9717 m Höhe — 85° registriert [Nimführ (116)]. Ferner fand Teisserenc de Bort (117) die Temperatur von — 40° am 14. März 1899 in 8500 m, am 24. März desselben Jahres in nur 6600 m Höhe. Und Berson (118) konnte 1908 am Äquator in 19 300 m Höhe — 84,3° nachweisen.

Wie die Zahlen der vorstehenden Tabelle II (S. 44 u. 45) erkennen lassen, ist die Verteilung der Temperatur und namentlich ihre Abnahme nach oben hin keineswegs regelmäßig angeordnet, sondern der deutlich bemerkbare Wechsel des größeren und geringeren Temperaturgefälles zeigt bereits das Auftreten der Schichtung, wie wir sie in der Atmosphäre auf Grund vielfacher Erfahrung annehmen müssen. Wo eine rasche Temperaturabnahme mit der Höhe stattfindet, ist der Anlaß für starke Auf- und Niederbewegung der Luftmassen, also für Wirbel mit horizontaler Achse, gegeben; wo dagegen geringe Abnahme oder selbst Zunahme der Temperatur nach oben hin auftritt, ist für vertikale Bewegungen kein Anlaß und die aus benachbarten Schichten stammenden derartigen Störungen werden hier unterdrückt. Köppen (119) bezeichnet die ersteren als Zirkulations-, die letzteren als Sperrschichten. Nach den bei Ballonfahrten gemachten Beobachtungen unterscheidet Berson (120):

1. Eine „untere Störungsschicht“ (Sperrschicht), vom Boden über mehrere hundert bis zu 1000 m Höhe sich erstreckend und mit stark ausgeprägtem täglichem Temperaturgang, in welchem die störende, d. h. zur Inversion führende Wirkung des Bodens sich deutlich bemerkbar macht.

2. Eine untere Zone vorherrschend vertikaler Luftbewegung; sie ist die Hauptzone der Kondensation, beginnt bei etwa 1200 bis 1500 m und findet in sehr wechselnder Höhe bis zu etwa 4000 m ihre Begrenzung durch

3. die eigentliche sogenannte „Störungsschicht“, eine Grenz- und Mischzone, meist durch Zusammenwirken der vorigen Schicht mit einem darüber fließenden trockenen und wärmeren Luftstrom entstanden, mit geringerem Temperaturgefälle und häufiger Temperaturumkehr, in allen Höhen zwischen etwa 1500 und 4000 m vorkommend.

An einzelnen Tagen fand man die zweite und dritte Schicht in mehrmaliger Wiederholung übereinander.

4. Hieran schließt sich eine obere Zone vertikaler Luftbewegung von 4000 m ab aufwärts; sie ist charakterisiert durch rasche Temperaturabnahme, denn in diesen Höhen spielt die Kondensation des Wasserdampfes nur eine geringe Rolle, und es kann also hier die dynamische

Abkühlung der aufsteigenden Ströme nur wenig durch Freiwerden der latent gewesenen Kondensationswärme beeinträchtigt werden.

5. Darüber liegt die merkwürdige Schicht, welche als „obere Inversion“ oder „isotherme Zone“ bezeichnet wird. Entdeckt durch Teisserenc de Bort (121) und fast gleichzeitig durch Assmann (122), zeichnet sie sich durch sehr geringes Temperaturgefälle und Abwesenheit vertikaler Bewegungen aus. Teisserenc de Bort bezeichnet als Troposphäre den unteren Teil des Luftmeeres vom Boden bis an die isotherme Schicht, diese selbst als Stratosphäre. Die Grenze beider ist in den Aufzeichnungen der Registrierballons deutlich daran zu erkennen, daß die Temperatur fast konstant wird, während das Aneroid durch sein nicht unterbrochenes Sinken ein dauerndes Steigen des Apparates anzeigt. Aus zahlreichen derartigen Aufstiegen konnte Wagner (115) entnehmen, daß über Mitteleuropa im Jahresmittel diese Grenze etwa in 10,5 km Höhe liegt und eine Temperatur von — 55,6⁰ hat; im Juli hat sie die größte, im März die geringste Höhe; beide Höhen sind um etwa 1,4 km verschieden. Die Temperatur schwankt zwischen Juni und Juli (Maximum) und Januar (Minimum) um 6,4⁰. Außerdem machen unperiodische Schwankungen sich in der Weise bemerkbar, daß bei zunehmender Höhenlage der isothermen Schicht ihre Temperatur sinkt, und zwar für je 100 m durchschnittlich um 0,75⁰. In Hochdruckgebieten wurde die isotherme Schicht durchschnittlich um 1,7 km höher und um 5,1⁰ kälter gefunden, als in Tiefdruckgebieten. Überhaupt scheinen zwischen dem Verhalten jener hohen Luftschicht und dem am Boden herrschenden Wetter so vielfache Beziehungen zu bestehen, daß eine möglichst genaue Kenntnis der isothermen Zone und ihres Verhaltens neben der wissenschaftlichen auch praktische Bedeutung verspricht. Erwähnt sei noch, daß ihre Höhe sich mit der geographischen Lage erheblich ändert und am Äquator etwa 17 km, am Pol nur etwa 9 km beträgt.

Zum Schluß dieses von der Temperatur handelnden Kapitels soll über die Thermometer und ihre Aufstellung berichtet werden. Bekannt ist, daß die beim Erwärmen stattfindende Ausdehnung des Quecksilbers es ist, welche in unseren Thermometern das Steigen hervorruft. Das erste Quecksilberthermometer scheint nicht, wie meist angenommen wurde, um 1721 von Fahrenheit, auch nicht 1702 von Ole Römer (123), sondern nach Abbé Maze (124) bereits 1659 von Ismael Bouillau hergestellt zu sein. Wenn man ein Thermometer rascher Erwärmung aussetzt, so beobachtet man zuerst ein kurzes Sinken und dann erst das Steigen des Quecksilbers, denn es erwärmt sich zuerst die Glashülle des Instrumentes und bewirkt durch ihre Ausdehnung, daß das Quecksilber so lange fällt, bis die Wärme durch das Glas hindurch zum Quecksilber gelangt ist. Dieser einfache Versuch läßt erkennen, wie sehr der Stand des Thermometers von der Ausdehnung des Glases abhängt, und beweist die Wichtigkeit der Auswahl einer geeigneten Glassorte. Viele ältere Apparate zeigen allmähliche Änderungen im Zustande des Glases, so

daß ein solches Thermometer in regelmäßigen Zwischenräumen geprüft werden muß, um vertrauenswerte Angaben zu liefern. Besonders günstige Eigenschaften haben die aus Jenenser Glas gearbeiteten Thermometer, welche an einem dunkeln Längsstreifen kenntlich sind. Um die Fehler eines Thermometers zu bestimmen, muß man zunächst seine festen Punkte prüfen, den Nullpunkt durch Einsenken in schmelzendes Eis, den Siedepunkt durch Eintauchen in den Dampf siedenden Wassers. Letzteres geschieht in geschlossenem Gefäß mit Dampfauslaß, und es ist dabei der Barometerstand zu beachten, denn bei Änderung des Luftdruckes um etwa 27 mm Quecksilberhöhe ändert sich im gleichen Sinne der Siedepunkt des Wassers um 1°. Ferner gehört zur Thermometerprüfung das Kalibrieren, d. h. die Feststellung etwaiger Ungleichmäßigkeiten in der Rohrweite. Trennt man einen Quecksilberfaden vom übrigen Quecksilber ab und verschiebt ihn durch Neigen des Rohres, so erscheint er in engeren Rohrteilen länger als in weiteren Stellen, und man kann danach eine Korrektionstabelle für die ganze Thermometerteilung herleiten. Einfacher ist es natürlich, eine solche Tabelle durch Vergleichen des Thermometers mit einem als zuverlässig anzusehenden Normalinstrument zu gewinnen, wobei die Vergleichung über alle in Betracht kommenden Temperaturen auszudehnen ist.

Bei raschen Temperaturänderungen, sowie bei der Benutzung eines Thermometers an wechselnden Stellen muß die Einstellungsträgheit des Instrumentes berücksichtigt werden. Das Thermometer braucht zum Einstellen auf die Temperatur der Umgebung um so mehr Zeit, je verschiedener diese von seiner eigenen Temperatur ist. Genaueres hierüber findet man bei de Quervain (125).

Um die Extremtemperaturen zu messen, d. h. die höchste und die tiefste Temperatur des Tages, benutzt man das Maximum- und das Minimumthermometer. Ersteres ist ein in horizontaler Lage befindliches Quecksilberthermometer „mit Abreißfaden“, nämlich mit einer Vorrichtung, durch welche bei sinkender Temperatur ein Teil des vorher gestiegenen Quecksilberfadens abreißt und liegen bleibt, so daß man die höchste Temperatur nachher noch erkennen kann. Nach deren Ablesung wird das Instrument in aufrechte Stellung gebracht, wobei der abgetrennte Quecksilberfaden sinkt und sich wieder mit dem übrigen Quecksilberfaden vereinigt. Das Minimumthermometer ist ein gleichfalls horizontal befestigtes Thermometer mit Toluolfüllung, in dessen Flüssigkeit ein dünnes Glasstäbchen mit verdickten Enden sich befindet. Beim Sinken der Temperatur wird das Stäbchen von der Flüssigkeitsoberfläche mitgeschoben und bleibt beim nachherigen Steigen an der niedrigsten Stelle, die es erreichte, liegen. Nach der Ablesung wird auch dies Instrument durch Aufrechtstellen wieder zu neuem Gebrauch vorgerichtet, indem man das Stäbchen bis zur Flüssigkeitsoberfläche gleiten läßt. Fig. 11 zeigt die gewöhnliche Anordnung des trockenen, feuchten (siehe unten Psychrometer), Maximum- und Minimumthermometers.

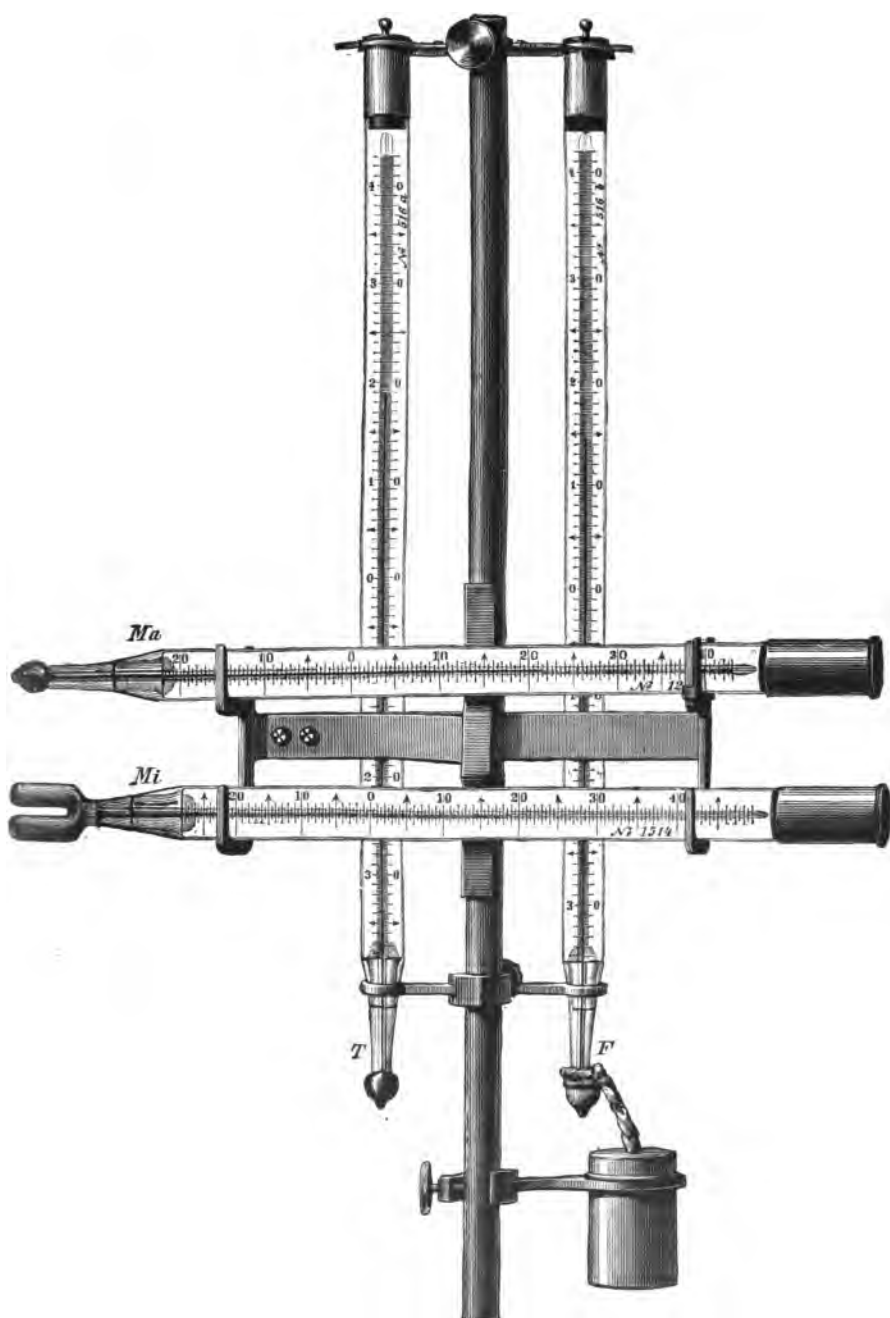


Fig. 11. Trockenes, feuchtes, Maximum-, Minimumthermometer.

Für die Aufstellung der Thermometer ist der Zweck, „Schattentemperaturen“ zu beobachten, maßgebend. Sowohl an der „Thermometerhütte“, die frei auf dem Boden stehend angebracht wird, als auch an dem vor dem Fenster des Beobachters befindlichen „Gehäuse“ wird durch jalousieartige Form der aus Holz oder Blech bestehenden Wände die Sonnenstrahlung möglichst ausgeschlossen, dem Winde aber der freie Durchzug gestattet.

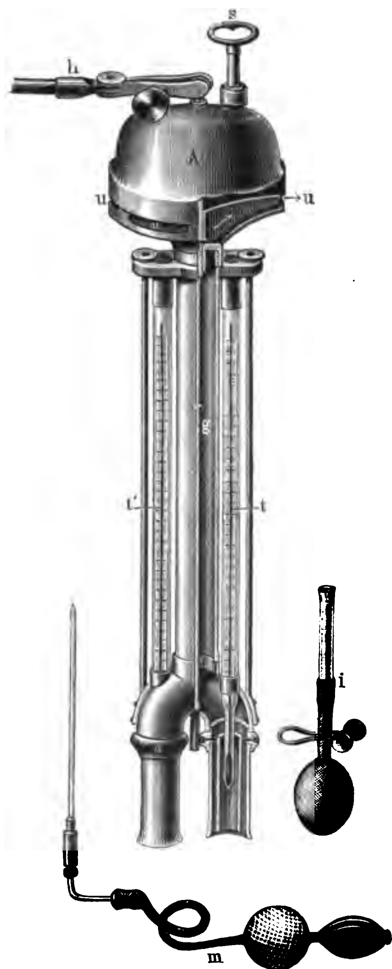


Fig. 12. Aspirationspsychrometer nach Assmann.

Wie sehr die Art und namentlich die Höhe der Aufstellung in Betracht kommen kann, ist aus unseren vorstehenden Angaben über die vertikale Temperaturverteilung ohne weiteres zu entnehmen. Erwähnt sei noch, daß nach Börnsteins (126) Beobachtungen an der Berliner Landwirtschaftlichen Hochschule die Temperaturverhältnisse in einem 17 m über dem Boden vor dem Fenster befindlichen Gehäuse weniger gut den nahe am Erdboden herrschenden Wärmezustand wiedergaben, als die Messungen, welche auf dem Dache in 25,5 m Höhe über dem Boden stattfanden, so daß also die Dachfläche ähnlich wie die Bodenfläche auf die Temperatur der zunächst benachbarten Luft zu wirken schien.

Es hat sich indessen als überaus schwierig herausgestellt, ein Thermometer durch Beschirmung mittels schattengebender Körper gänzlich gegen den Einfluß der Strahlung zu schützen. Auch wenn die Kugel des Thermometers von unmittelbarer Strahlung nicht getroffen wird, erhöht sich doch im Sonnenschein die Temperatur der zum Schutz bestimmten Gegenstände (Hütte, Gehäuse) und wirkt auf den Stand des Thermometers. Und ebenso ist nachts die abkühlende Wirkung der Ausstrahlung nicht leicht zu vermeiden. Um nun dem Thermometer die Temperatur der umgebenden Luft zu erteilen, bemühte man sich, eine recht innige und

wirksame Berührung zwischen Thermometer und Luft zu erzeugen. Man konstruierte in diesem Bestreben das Schleuderthermometer, ein an einer Schnur oder drehbar an einem Stabe befestigtes Instrument, welches vor der Ablesung in rascher Drehung herumgeschwungen und dabei mit beständig erneuerter Luft in Berührung gebracht wird. Hierdurch wird die Temperaturabweichung des Thermometers gegen die Luft allmählich zum Verschwinden gebracht. Noch wirksamer erwies sich die Einrichtung des Aspirationspsychrometers, dessen von Assmann (127) herrührende Form in Fig. 12 wiedergegeben ist. Im oberen Teil des Apparates befinden sich zwei übereinander mit geringem Zwischenraum liegende horizontale Scheiben, die durch ein Uhrwerk in Drehung versetzt werden, und mittels Zentrifugalkraft die zwischen ihnen befindliche Luft aus dem Spalt *u* herausschleudern. Dadurch wird in dem abwärts führenden Mittelrohr *g* und in den beiden Hüllrohren, die die Thermometerkugeln umgeben, die Luft angesaugt und äußere Luft an den Thermometerkugeln mit einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Sekunde vorbeigeführt. Wenn das Uhrwerk versagen sollte, so kann auch das Handdruckgebläse *m* an das zwischen den Schenkeln des Apparates befindliche Rohr angesetzt und nach dem Prinzip des Ejektors zur Erzeugung eines ungefähr ebenso raschen Luftstromes benutzt werden. Von den beiden Thermometern des Apparates dient das eine „trockene“ (t) zur Bestimmung der Lufttemperatur, das zweite „feuchte“ (t') für Feuchtigkeitsmessungen, von denen im nächsten Kapitel die Rede ist. Man kann in der Tat dieses Instrument im hellen Sonnenschein benutzen, ohne einen Einfluß der Strahlung zu bemerken. Das „trockene“ Thermometer zeigt genau die Temperatur derjenigen Luft, welche in die unteren Öffnungen der Hüllrohre hineingesaugt wird. Daß diese Luft nicht etwa von einem erwärmten Gegenstand (besonnte Wand, Körper des Beobachters usw.) herkommen darf, muß natürlich beachtet werden.

Luftfeuchtigkeit.

Unter den Beimengungen der atmosphärischen Luft ist von besonderer Wichtigkeit der Wasserdampf, weil von seinem Verhalten Bewölkung und Niederschlag abhängen. Man mißt die Luftfeuchtigkeit durch den in Quecksilberhöhe ausgedrückten Wert des Druckes, welchen der am Beobachtungsort vorhandene Wasserdampf ausübt. Es ist aber dieser Dampfdruck nicht ohne weiteres vergleichbar mit dem vom Barometer gemessenen Luftdruck, denn während dieser in der Tat das Gewicht der über dem Barometer befindlichen Luftsäule angibt, ist der Dampfdruck keineswegs ein Ausdruck für das Gewicht der über dem Beobachtungsort befindlichen Dampfmenge. Es wäre dies nur richtig, wenn man sich

den Dampf als eine besondere und in sich im Gleichgewicht befindliche Atmosphäre vorstellen dürfte, und in diesem Falle könnte man (wie es Dove noch für zulässig hielt) die Differenz zwischen gesamtem Luftdruck und Dampfdruck als „Druck der trockenen Luft" bezeichnen. Die Erfahrung hat aber gelehrt, daß nur für kleinere und abgeschlossene Räume, innerhalb deren eine gleichförmige Verbreitung des Dampfes vorausgesetzt werden darf, jene Anschauung zutrifft, während der atmosphärische Wasserdampf durch Bewegung, Verdampfung und Kondensation beständigen Veränderungen unterliegt, welche bereits in den untersten Schichten seine gleichmäßige Verbreitung hindern. In der Tat ist die Abnahme des Dampfes nach oben hin eine viel raschere, als sie es in einer selbständigen Dampfatmosphäre sein würde. Bei einer solchen könnte man den in Quecksilberhöhe gemessenen Dampfdruck mit 13,6, dem spezifischen Gewicht des Quecksilbers, multiplizieren, um die Wasserhöhe zu erhalten, welche dem gesamten Dampfgehalt der Atmosphäre entspricht. Indessen hat Hann (128) auf Grund von Beobachtungen, die im Himalaja und bei vier Ballonfahrten stattfanden, berechnet, daß dem am Boden gemessenen Dampfdruck in einer ruhenden Dampfatmosphäre etwa $4^1/_2$ mal soviel Dampfgehalt der gesamten Lufthülle entsprechen würde, als in Wirklichkeit vorhanden ist. Legt man die Ergebnisse der bei späteren Ballonfahrten ausgeführten Feuchtigkeitsmessungen zugrunde, so beträgt der wirkliche Dampfgehalt der Atmosphäre sogar nur wenig über ein Sechstel derjenigen Menge, welche der am Boden gemessenen Feuchtigkeit bei gleichförmiger Verbreitung entspräche.

Der Wert des Dampfdruckes in Millimetern Quecksilberhöhe ist nahezu ebenso groß als diejenige Zahl der Gramme Wasserdampf, die in 1 cbm Luft enthalten sind. Man bezeichnet den Dampfdruck auch als absolute Luftfeuchtigkeit. Eine andere Bezeichnungsweise für den Dampfgehalt der Luft ist durch v. Bezold (129) eingeführt: die spezifische Feuchtigkeit, nämlich die Anzahl der im Kilogramm feuchter Luft enthaltenen Gramme Wasserdampf, und nahezu gleichwertig damit das Mischungsverhältnis, d. h. die 1 kg trockener Luft beigemischten Gramme Wasserdampf. Wie leicht einzusehen, bilden auch diese Größen ein Maß für die absolute Feuchtigkeit.

Um die Beziehungen der Feuchtigkeit zu Temperatur- und Wärmegehalt der Luft darzustellen, berechnet man nach Schubert (67) die entsprechende Temperatur, d. h. diejenige Temperaturerhöhung, welche eintreten müßte, wenn die in der Luft vorhandene Dampfmenge sich in Wasser verwandeln und die ganze hierbei frei werdende Wärmemenge der Luft zukommen würde. Ist t die Lufttemperatur und y die spezifische Feuchtigkeit, so ist die entsprechende Temperatur $t' = 2{,}5\,y$. Dann heißt die Summe $t + t'$ die ergänzte (nach v. Bezold die äquivalente) Temperatur der Luft und gibt also an, welche Temperatur die Luft durch Kondensieren ihres Dampfgehaltes annehmen würde.

In der folgenden Tabelle sind die der Sättigung entsprechenden Werte des Dampfdruckes und der für einen Barometerstand von 760 mm berechneten spezifischen Feuchtigkeit zusammengestellt. Die Sättigungsdrucke sind aus den Messungen von Scheel und Heuse (130) entnommen, für Temperaturen unter 0° wurden die Drucke des über Eis befindlichen gesättigten Wasserdampfes angegeben. In Berührung mit überkaltetem Wasser hat der Dampf etwas größere Drucke, nämlich bei:

— 15° . . . . 1,43 mm
— 10° . . . . 2,14 „
— 5° . . . . 3,16 „

Die Zahlen für spezifische Feuchtigkeit sind aus Regnaults Messungen durch v. Bezold (131) hergeleitet.

Sättigungswerte des Dampfdruckes
und der spezifischen Feuchtigkeit (für 760 mm Quecksilberdruck).

	Dampfdruck mm	Spezifische Feuchtigkeit g		Dampfdruck mm	Spezifische Feuchtigkeit g
— 30°	0,28	0,31	6°	7,01	5,71
— 25	0,47	0,49	7	7,51	6,13
— 20	0,77	0,77	8	8,05	6,56
— 15	1,24	1,19	9	8,61	7,02
— 14	1,36	1,28	10	9,21	7,51
— 13	1,49	1,39	11	9,84	8,03
— 12	1,63	1,50	12	10,52	8,58
— 11	1,78	1,63	13	11,23	9,16
— 10	1,95	1,76	14	11,99	9,78
— 9	2,13	1,91	15	12,79	10,43
— 8	2,32	2,06	16	13,64	11,13
— 7	2,53	2,23	17	14,53	11,86
— 6	2,76	2,40	18	15,48	12,64
— 5	3,01	2,59	19	16,48	13,46
— 4	3,28	2,79	20	17,54	14,33
— 3	3,57	3,01	21	18,66	15,25
— 2	3,88	3,24	22	19,83	16,22
— 1	4,22	3,48	23	21,07	17,24
0	4,58	3,75	24	22,38	18,32
1	4,93	4,03	25	23,76	19,47
2	5,29	4,32	26	25,22	20,68
3	5,68	4,64	27	26,75	21,95
4	6,10	4,98	28	28,36	23,29
5	6,54	5,34	29	30,05	24,70
			30	31,83	26,18

Diese für die praktische Wetterkunde überaus wichtige Tabelle besagt folgendes. Wenn von einer wasserhaltigen Fläche (Gewässer, feuchter

Boden, Pflanzendecke) Wasser verdampft, so kann die Luft nur eine gewisse Dampfmenge aufnehmen, deren Betrag von der Temperatur abhängt und sich mit dieser in gleichem Sinne ändert. Ist dieser Betrag erreicht und enthält also die Luft so viel Feuchtigkeit, als sie bei der jeweiligen Temperatur höchstens aufnehmen kann, so nennt man sie gesättigt. Wird gesättigte Luft erwärmt, so entfernt sie sich vom Sättigungszustand und vermag neuen Dampf aufzunehmen. Ist Wasser oder Eis mit ungesättigter Luft in Berührung, so findet Verdampfung statt, welche bei ungestörtem Fortgang bis zu erreichter Sättigung dauert. Wird aber ungesättigte Luft abgekühlt, so nähert sie sich derjenigen Temperatur, für welche die vorhandene Dampfmenge die Sättigung bedeutet. Diese Temperatur heißt Taupunkt; denn wenn die Abkühlung bis zu dieser Grenze fortgeschritten ist und der nunmehr gesättigten Luft noch mehr Wärme entzogen wird, so beginnt die Kondensation, und der überschüssige Teil des Wassers, der als Dampf nicht mehr bestehen kann, fällt in tropfbarer (oder fester) Form nieder. Es enthält nun also die vorstehende Tabelle für jede Temperatur den zugehörigen Sättigungsdruck, und zugleich für jede Dampfmenge den zugehörigen Taupunkt.

Für praktische Witterungsstudien ist vorzugsweise die Frage von Bedeutung, wie nahe oder fern ein gegebener Feuchtigkeitszustand von beginnender Kondensation ist. Der Taupunkt würde zusammen mit der Lufttemperatur hierüber ein Urteil gestatten; einfacher ist es, für den gleichen Zweck eine einzige Zahl anzugeben, und dafür eignet sich die relative Feuchtigkeit. Sie drückt die vorhandene Dampfmenge in Prozenten derjenigen aus, welche bei der jeweiligen Temperatur zur Sättigung nötig wäre, und läßt also ohne weiteres erkennen, wie nahe oder fern der bestehende Feuchtigkeitszustand von der Sättigung ist. Es bedeutet demnach relative Feuchtigkeit von 100 Proz. völlige Sättigung, 0 Proz. völlige Trockenheit. Aus der Definition der relativen Feuchtigkeit ergibt sich, daß ihr Betrag von der Temperatur abhängt und sich mit dieser bei gleichbleibendem Dampfdruck ändert, denn zu jeder neuen Temperatur gehört ein neuer Sättigungsdruck, der bei Berechnung der relativen Feuchtigkeit in Betracht kommt. Man hat versucht, statt dieser einen anderen Begriff einzuführen, das Sättigungsdefizit. Darunter wird nach Wild (132) der Unterschied zwischen dem herrschenden Dampfdruck und dem für die Lufttemperatur berechneten Sättigungsdruck verstanden, also die Differenz der beiden Größen, deren Verhältnis in der relativen Feuchtigkeit zum Ausdruck kommt.

Die räumliche Verteilung der absoluten Feuchtigkeit ist in hohem Grade von derjenigen der Temperatur abhängig, denn je höher diese ist, um so mehr Dampf kann die Luft aufnehmen und um so mehr Wärme ist für die Verdampfung verfügbar (latente Verdampfungswärme, s. S. 27). Demnach finden wir die größten Werte des Dampfdruckes in den Tropen, und von dort nach beiden Seiten mit wachsender

geographischer Breite abnehmende absolute Feuchtigkeit. Ferner ist sie im Inneren der großen Kontinente etwas geringer als an der Küste und auf dem Meere.

Im Gegensatz dazu zeigt die relative Feuchtigkeit bei hoher Temperatur geringe Werte und umgekehrt, weil zur Sättigung um so mehr Dampf gehört und die Luft also bei bestimmtem Dampfgehalt um so weiter von der Sättigung entfernt ist, je wärmer sie ist. Demgemäß ist im Winter der mittleren und höheren Breiten die relative Feuchtigkeit groß über den Kontinenten, weil hier größere Kälte als auf dem Meere herrscht; im Sommer dagegen und auch im verhältnismäßig warmen Winter der niederen Breiten ist die Luft des Binnenlandes relativ trockener. Aus Beobachtungen über die jährliche Verdunstungsmenge russischer Stationen, die Stelling (133) und Britzke (134) mitteilen, ergibt sich, daß dort die relative Feuchtigkeit von Nord nach Süd und von der Küste nach dem Inneren stark abnimmt.

Einen deutlichen Einfluß auf die Feuchtigkeit üben nach Kremser (135) die Großstädte aus. In Berlin, Paris, Wien, Breslau usw. ist sowohl die absolute wie die relative Feuchtigkeit erheblich geringer als in der Umgebung, und zwar wächst und sinkt der Unterschied mit dem Jahreslauf der Temperatur. Das gleiche zeigt der Dampfdruck auch in betreff des täglichen Temperaturganges, während die großstädtische Verminderung der relativen Feuchtigkeit am Abend ihren Höchstwert erreicht. Die mit Gebäuden oder Steinpflaster und Asphalt bedeckten Flächen des Stadtgebietes nehmen kaum etwas Niederschlagswasser auf, vielmehr wird es durch Kanalisationsröhren fortgeführt, und demgemäß kann auch nur wenig Wasser verdampfen und die Luft erfüllen.

Der jährliche Gang der Feuchtigkeit schließt sich demjenigen der Temperatur sehr nahe an. Die absolute Feuchtigkeit schwankt im gleichen Sinne wie die Temperatur. Die relative Feuchtigkeit ändert sich in der Ebene umgekehrt wie die Temperatur, hat also im Sommer ihr Minimum und im Winter ihr Maximum, während sich auf Bergen und in höheren Schichten der freien Atmosphäre der entgegengesetzte Gang der relativen Feuchtigkeit bemerkbar macht. Die Tabelle (a. f. S.) enthält [nach H. Meyer (136)] einige Beobachtungsergebnisse norddeutscher Stationen und dazu die von Hann (137) mitgeteilten Messungen auf dem 3100 m hohen Sonnblick.

Im Binnenlande zeigt sich also die Feuchtigkeit, namentlich die absolute, geringer, die Schwankung aber größer als am Meere, entsprechend den schon erwähnten Verhältnissen der Verdampfung und Temperatur. Die Beobachtungen vom Sonnblick mit dem gegen die Niederung umgekehrten jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit finden ihre Bestätigung in den weiter unten mitgeteilten Ballonbeobachtungen. Die Erklärung dürfte in vertikalen Luftbewegungen zu suchen sein.

Jährlicher Gang der Feuchtigkeit.

	Klaussen		Berlin		Helgoland		Emden		Sonnblick	
	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.
Januar . . .	*3,2	**93**	*3,9	**84**	4,8	**90**	*4,6	**91**	1,4	74
Februar . .	*3,2	91	4,1	80	*4,7	88	4,7	88	*1,2	73
März . . .	3,8	87	4,5	75	4,8	86	5,3	84	1,5	78
April . . .	5,3	78	5,3	69	5,7	83	6,0	79	2,4	84
Mai	7,2	73	7,1	*64	7,0	*78	8,2	*74	3,1	87
Juni	9,8	*72	9,6	66	9,7	83	9,8	75	3,3	**89**
Juli	**10,7**	74	**10,7**	67	11,4	83	**11,2**	77	**4,8**	86
August . .	10,4	76	10,6	69	**11,5**	83	**11,2**	79	4,1	83
September .	8,4	80	8,8	73	9,9	83	9,8	82	3,5	86
Oktober . .	6,4	84	7,2	79	7,9	82	7,8	87	2,8	79
November .	5,4	89	5,1	83	5,8	82	5,6	90	2,0	79
Dezember .	3,4	**93**	4,2	84	5,8	87	4,9	**91**	1,4	*67
Jahr	6,4	83	6,6	74	7,4	84	7,4	83	2,6	80
Amplitude .	7,5	21	6,8	20	6,7	12	6,6	17	3,6	22

Der tägliche Gang der Feuchtigkeit steht gleichfalls mit dem Temperaturgang in naher Beziehung. Der Dampfdruck zeigt an Küstenstationen ganz ähnlichen Gang wie die Temperatur, nämlich ein Maximum zur wärmsten Zeit, etwa 2 bis 3^p, und ein Minimum zur kältesten Zeit, frühmorgens. Im Binnenlande tritt infolge der höheren Mittagstemperatur ein aufsteigender Luftstrom zur wärmsten Tageszeit auf, welcher Herabsinken trockener Luft erwirkt und ein sekundäres Minimum um so eher hervorbringt, je geringer die überhaupt vorhandene Dampfmenge ist. Demgemäß zeigt die Kurve in Fig. 13, welche Buchan (138) aus Beobachtungen von März bis Juli 1873 auf dem Nordatlantischen Ozean herleitete, eine einfache, diejenige von Bukarest [nach Hepites (139)] 1886 bis 1890 eine doppelte Schwankung. Daß auf Bergen der Dampfdruck zwar geringeren Betrag, aber ganz ähnlichen und nur etwas verspäteten Gang hat wie an den Küsten, zeigt die nach Hann (140) gezeichnete Kurve für den Sonnblick.

Die relative Feuchtigkeit hat in Ebenen und Tälern überall den entgegengesetzten täglichen Gang wie die Temperatur, auf Bergen dagegen und auch in entsprechender Höhe der freien Atmosphäre ähnliche Änderungen wie die Temperatur; dabei sind die Extreme der relativen Feuchtigkeit gegen diejenigen der Temperatur im Winter etwas verfrüht, im übrigen Jahre verspätet, wie Hann (140) aus Beobachtungen auf dem Sonnblick entnahm. Die Größe der Schwankung hängt von derjenigen der Temperatur ab.

Bei Untersuchung der vertikalen Verteilung der Feuchtigkeit fand Süring (141) ähnliche Schichten, wie wir sie bereits bei der Temperaturverteilung (S. 46) kennen lernten: die untere Störungszone (Dunst oder Nebel), das Gebiet der vorwiegend vertikalen Luftbewegung und die obere Störungszone. Diese letztere pflegt am oberen Rande der Kumuluswolken zu beginnen und ist für den emporsteigenden Luftschiffer durch plötzliche Temperaturzunahme, sprungweise Feuchtigkeitsabnahme und

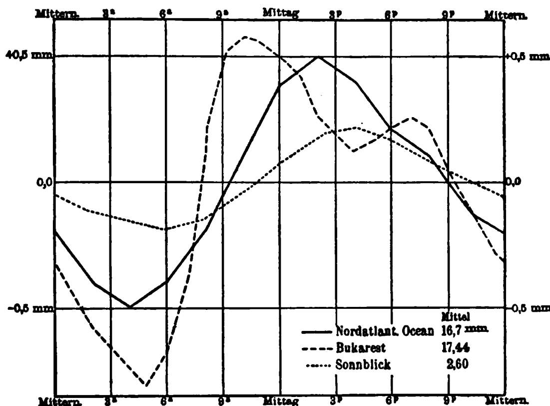


Fig. 13. Täglicher Gang des Dampfdruckes (Abweichung vom Tagesmittel) auf dem Ozean, in Bukarest und auf dem Sonnblick.

zuweilen auch durch starkes Anwachsen der Windgeschwindigkeit gekennzeichnet. Darüber nimmt die Feuchtigkeit zunächst wieder zu. Süring berechnete für die relative Feuchtigkeit die folgenden Zahlen:

Höhe m	Frühling Proz.	Sommer Proz.	Herbst Proz.	Winter Proz.
0	75,1	70,1	80,8	82,6
500	71,6	69,5	71,4	72,6
1000	69,3	77,3	75,6	58,0
2000	57,9	69,6	52,8	46,8
3000	61,1	55,6	50,7	49,5
4000	57,2	64,2	49,2	40,5
5000	—	—	56,9	—

Über die vertikale Verteilung der absoluten Feuchtigkeit hat Humphreys (142) eine Untersuchung angestellt, indem er die Aufzeichnungen von 74 Ballonaufstiegen verarbeitete, welche sämtlich an wolkenfreien Tagen während mehrerer Jahre in verschiedenen Orten Europas stattfanden. Das Ergebnis der Berechnung enthält die folgende Tabelle:

Zahl der im Kubikmeter Luft enthaltenen Gramm Wasserdampf.

Seehöhe km	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
0	5,67	10,23	7,78	3,01	6,66
0,5	4,89	9,36	7,23	2,84	6,09
1,0	3,83	7,45	5,02	2,44	4,77
1,5	2,98	5,76	3,73	1,76	3,63
2,0	2,23	4,22	2,62	1,20	2,62
2,5	1,97	3,29	2,15	0,91	2,09
3,0	1,57	2,77	1,50	0,69	1,67
4,0	1,05	1,40	1,06	0,37	0,94
5,0	0,53	0,80	0,53	0,23	0,52
6,0	0,29	0,43	0,31	0,12	0,28
7,0	0,14	0,19	0,15	0,06	0,13
8,0	0,06	0,12	0,07	0,04	0,08
9,0	0,02	0,07	0,04	0,02	0,04
10,0	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03
11,0	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02
12,0	0,01	—	0,01	0,01	0,01
13,0	0,01	—	—	0,01	0,01

Bemerkenswert ist eine von Süring und später von Rosenthal (143) untersuchte Erscheinung, welche dieser als „negative Wolken“ bezeichnet, und die im Auftreten trockener Zonen in feuchterer Umgebung besteht. Die untere Grenze dieser überall, namentlich sowohl über Land wie über Wasser vorkommenden Gebilde liegt nahezu in der Hälfte der Fälle zwischen 500 und 1000 m Höhe, die obere Grenze mindestens 2 bis 3 km höher. Während des Bestehens solcher Trockenzonen oder auch vorher fallen oftmals Niederschläge. Rosenthal vermutet, daß beim Hindurchfallen kalter Regentropfen der Dampfdruck auf den niedrigen Betrag, welcher der Tropfentemperatur entspricht, herabsinkt, ohne daß zugleich die Temperatur der trockener gewordenen Luft merklich erniedrigt wird.

Betrachtet man außer der absoluten und relativen Feuchtigkeit verschiedener Höhen auch den Taupunkt, so ergeben sich aus dem Vergleich mit der Lufttemperatur einfache Beziehungen. Schubert (144) berechnet, daß in aufsteigender Luft der Taupunkt sehr nahe um 0,17° auf 100 m sinkt. Da die aufsteigende Luft sich dabei um 0,99° dynamisch abkühlt, sinkt der Unterschied zwischen Lufttemperatur und Taupunkt für je 100 m Steighöhe um 0,82°. Hiernach kann man aus Temperatur und Feuchtigkeit der am Boden befindlichen Luft berechnen, wie hoch sie steigen muß, damit der Taupunkt erreicht wird und Wolkenbildung beginnt. Und man kann andererseits die Temperatur und Feuchtigkeit der Gebirgsluft mit derjenigen der in gleicher Höhe befindlichen freien Atmosphäre vergleichen und daraus berechnen, wie hoch die am Gebirge befindliche Luft hinaufgeweht sein muß, um ihre tatsächlichen Eigenschaften anzunehmen.

Für unser Empfinden ist die relative Luftfeuchtigkeit von besonderer Bedeutung, weil ihre physiologische Wirkung uns instand setzt, Änderungen im Feuchtigkeitszustande der Luft unmittelbar wahrzunehmen. Zu unserer Lebenstätigkeit gehört die Verdunstung einer gewissen Wassermenge von der Körperoberfläche, und hierbei wird die entsprechende Verdampfungswärme verbraucht und also dem Körper entzogen. Da nun der Körper um so mehr Wasser verdampft und um so mehr Wärme verliert, je geringer die relative Feuchtigkeit der umgebenden Luft ist, d. h. je mehr Dampf diese Luft aufnehmen kann, so erzeugt eine ungewohnt geringe relative Feuchtigkeit bei uns Hauttrockenheit, Wärmeverminderung und ausgetrocknete Schleimhäute, vielleicht auch eine gewisse nervöse Reizbarkeit. Relativ feuchte Luft dagegen vermindert die Wärmeabgabe und bewirkt jene Empfindung, die wir mit dem Worte „Schwüle" zu bezeichnen pflegen. Oftmals hält man irrtümlich diesen Zustand für eine Folge der hohen Temperatur, obwohl doch keineswegs das Thermometer hoch genug steht, um diese Meinung zu rechtfertigen; vielmehr wird erst durch Messung der relativen Feuchtigkeit die eigentliche Ursache der Schwüle aufgedeckt. Recht deutlich zeigt sich dieser Zusammenhang in der Schilderung, welche Ceyp (145) von dem Klima des persischen Ortes Bûshähr entwirft. „Dort, an der Küste des persischen Golfes, ist zur heißen Jahreszeit die Luft so mit Feuchtigkeit gesättigt, daß am Tage die leichteste Bewegung ein Ausbrechen des Schweißes über den ganzen Körper zur Folge hat. Nur wenige vermögen während der Sommermonate ruhigen Schlaf zu finden, und meistens wandert man, von der unerträglichen Schwüle geplagt, den größten Teil der Nacht schlummerlos auf dem flachen Dache herum, um dann zur Mittagszeit, wo infolge der steigenden Temperatur die Schwüle weniger bemerkbar ist, das Versäumte nachzuholen." Also trotz steigender Temperatur wird mittags die Schwüle geringer, weil die relative Feuchtigkeit abnimmt.

Eine nahe und seit langem [Anderson (146)] bekannte Beziehung besteht zwischen der Luftfeuchtigkeit und dem nächtlichen Minimum der Temperatur, denn wenn die am Nachmittage beginnende Abkühlung der Luft bis zum Taupunkt fortgeschritten ist, tritt im Falle noch weiter andauernder Wärmeentziehung Kondensation ein, und die nun frei werdende latente Wärme wirkt weiterem Sinken der Temperatur entgegen. Demnach kann man erwarten, daß das Temperaturminimum nicht erheblich unter den vorher bestimmten Taupunkt sinken wird, sofern nur seit der Taupunktsbestimmung keine Änderung in der absoluten Feuchtigkeit (Herbeiführung anderer Luft durch Wind) eintrat. Im Falle solcher Änderung würde freilich der Taupunkt gleichfalls einen anderen Wert erhalten. Für die Zwecke der praktischen Bodenkultur ist es oftmals wichtig, das nächtliche Temperaturminimum schon am Abend vorauszuberechnen, um namentlich im Falle einer Frostgefahr zarte Pflanzen zu schützen. Da dies vorzugsweise im Frühjahr von

Bedeutung ist, und da die Nachtfröste alsdann meistens durch Bodenerkaltung in klaren, windstillen Nächten entstehen, so hat man in der Tat an solchen Tagen die Möglichkeit, aus der am Nachmittage oder Abend angestellten Taupunktsbestimmung die Grenze, bis zu welcher die Temperatur nachts sinken wird, ungefähr anzugeben.

Sehr merkbar ist der Einfluß atmosphärischer Feuchtigkeit bei den absteigenden Luftbewegungen, die man als „Fallwinde" bezeichnet und deren bekanntester der Föhn ist. Man hat diesen Wind zuerst in der Nordschweiz genauer kennen gelernt, und zwar als einen in großer Stärke auftretenden, heißen und trockenen Südwind, der vom Gebirge her in die Täler und das nördliche Alpenvorland herabstürzt. Der Name „Föhn" wird von Billwiller (147) als Verdeutschung der in den rätoromanischen Dialekten auftretenden Wortformen (Favougn, Favoign, Fuogn, Fuin usw.) angesehen und auf das lateinische Favonius zurückgeführt. Dies Wort bezeichnete freilich einen westlichen Wind (z. B. bei Plinius), da aber dieser den binnenländischen Römern als warm bekannt war und von den Dichtern als Wärmespender und Verdränger des Winters oft genannt wird, könnte der Name auch auf den gleichfalls warmen, wenn auch aus anderer Richtung wehenden Föhn übertragen sein. Man hat früher das Auftreten dieses Windes dem Herabkommen des oberen Passat zugeschrieben oder auch auf die vermutete Herkunft der Föhnluft aus der Wüste Sahara zurückzuführen gesucht. Indessen waren diese Meinungen nicht vereinbar mit dem später auch am Südabhang der Alpen (als Nordwind) und in manchen anderen Gegenden nachgewiesenen Auftreten des Föhnwindes, sowie mit der Tatsache, daß gerade im Winter der Alpenföhn am wärmsten erscheint, während doch die Wüste Sahara im Sommer heißer ist. Diejenige Auffassung, welche mit allen bisherigen Erfahrungen in Einklang steht, scheint bereits im Anfang des 18. Jahrhunderts von Ebel (148) und dann von Espy (149) (1841 bis 1857) ausgesprochen zu sein; auch Helmholtz (150) deutet Ähnliches an, und endlich wurde durch Wild (151) sowie namentlich durch Hann (152) die jetzt geltende Annahme begründet. Um diese zu verstehen, denken wir eine Luftmasse in vertikaler Bewegung. Beim Aufsteigen gelangt sie unter geringeren, beim Absteigen unter größeren Druck und muß also hierbei sich ausdehnen bzw. zusammengedrückt werden. Damit ist, wie auf S. 40 genauer angegeben, eine dynamische Abkühlung bzw. Erwärmung von $0{,}99^0$ auf je 100 m Höhe verbunden. Weht trockene Luft über ein Gebirge hin, so wird sie beim Aufsteigen an der Windseite um so viel abgekühlt, als der Höhe des Gebirges entspricht, und auf der Leeseite im Herabsteigen wieder um ebensoviel erwärmt. Die Luft übersteigt also kalt den Gebirgskamm, langt aber am Fuße des Gebirges wieder ebenso warm an, als sie vor Beginn des Aufsteigens war. Während trockene Luft in dieser Weise das Gebirge ohne bleibende Temperaturänderung überschreitet, ist für dampfhaltige Luft das gleiche nur möglich, solange keine Kondensation stattfindet,

d. h. wenn der Taupunkt nicht erreicht wird. Zwar sinkt beim Heraufsteigen der Luft die Lage des Taupunktes (S. 58), denn indem der Druck abnimmt und die Luft sich ausdehnt, erfüllt die gleiche Dampfmenge nun einen größeren Raum, es kommen auf ein Kubikmeter jetzt weniger Gramm Dampf oder (was etwa durch die gleiche Zahl ausgedrückt wird) der Dampfdruck ist beim Aufsteigen geringer geworden und mit ihm der Taupunkt gesunken. Immerhin wird aber bei fortgesetztem Emporsteigen auch dieser erniedrigte Taupunkt erreicht, und alsdann beginnt die Kondensation des überschüssig gewordenen Dampfes unter gleichzeitigem Freiwerden der latent gewesenen Wärme. Das kondensierte Wasser fällt als Regen (oder bei tieferer Temperatur als Hagel und Schnee) zu Boden, während der Luft die Kondensationswärme verbleibt und ihr eine entsprechende Temperaturerhöhung erteilt. Es ist demnach die dynamische Abkühlung der aufsteigenden Luft um so weniger wirksam und die Luft kommt um so wärmer nach oben, je früher die Kondensation beginnt. Während aufsteigende Luft ohne Kondensation sich auf je 100 m um 0,99° abkühlt, beträgt nach Hann (153) die Abkühlung auf je 100 m für Luft, die gesättigt von verschiedenen Seehöhen aus aufsteigt:

Seehöhe m	—30°	—20°	—10°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	Luftdruck mm
0	0,93°	0,86°	0,76°	0,63°	0,60°	0,54°	0,49°	0,45°	0,41°	760
700	0,93	0,85	0,74	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	700
1 900	0,92	0,83	0,71	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37	600
3 300	0,91	0,80	0,68	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38	—	500
5 100	0,89	0,77	0,63	0,50	0,47	0,42	0,38	—	—	400
7 300	0,87	0,72	0,57	0,44	0,42	—	—	—	—	300
10 600	0,84	0,64	0,49	0,37	—	—	—	—	—	200

Diese Zahlen gelten von Beginn der Kondensation an nach aufwärts, und da im Winter die relative Feuchtigkeit unten größer ist als im Sommer, so beginnt auch die Kondensation schon früher und die Abkühlung beim Aufsteigen ist im Winter noch geringer als im Sommer. Nun würde aber beim Herabsteigen der Luft der umgekehrte Vorgang mit Verdampfen der Kondensationsprodukte unter Verbrauch einer netsprechenden Wärmemenge nur dann zustande kommen, wenn auch wirklich das vorher entstandene Wasser noch in der Luft verblieben wäre. Es ist indessen als Regen, Hagel oder Schnee bereits während des Emporsteigens der Luft an der Windseite des Gebirges herabgefallen, und also findet das Absteigen der Luft ohne Änderung des Aggregatzustandes und ganz mit der gleichen dynamischen Erwärmung statt wie bei trockener Luft, nämlich im Betrage von 0,99° auf 100 m. Der Unterschied in der auf- und abwärts gerichteten Bewegung führt dahin,

daß die Luft unten wärmer und trockener ankommt, als sie beim Aufsteigen war: wärmer, denn sie ist beim Aufsteigen um die Kondensationswärme des entstehenden Niederschlages bereichert; trockener, denn eben dieser Niederschlag ist herausgefallen und der Dampfgehalt ist um dessen Betrag vermindert worden, während außerdem die relative Feuchtigkeit auch noch durch die geschehene Temperaturerhöhung merklich verringert ist.

Als Beispiel diene die in Fig. 14 gegebene Darstellung der in auf- und absteigender Luft herrschenden Temperaturverhältnisse. Wir nehmen an, daß Luft von 20° mit einem Dampfdruck von 15 mm, demnach 86 Proz. relativer Feuchtigkeit, zu steigen beginnt (Punkt *A*). In etwa 300 m Höhe (*B*) hat sie mit 17° ihre Sättigungstemperatur erreicht, und beim weiteren Steigen beträgt die dynamische Abkühlung nur noch etwa 0,5° auf 100 m, weil die Kondensationswärme der entstehenden Wassertropfen in die Luft übergeht. Ist in 1200 m Höhe der Gebirgskamm erreicht (*C*), so ist die Luft auf etwa 12,5° abgekühlt und bei 10,7 mm Dampfdruck gesättigt. Im Herabsteigen (bis *D*) beträgt die dynamische Erwärmung 12°, während der Dampfdruck seinen Wert behält, und also kommt die Luft auf der anderen Seite dieses mäßig hohen Gebirges mit der Temperatur von 24,5° und weniger als 50 Proz. relativer Feuchtigkeit wieder herab.

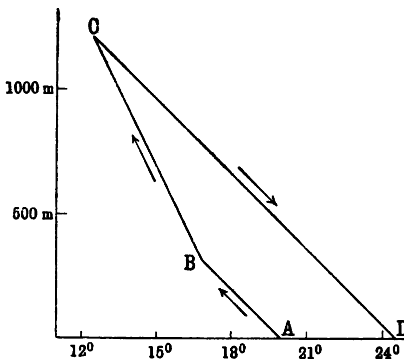


Fig. 14. Temperatur der auf- und absteigenden Föhnluft.

Für das Auftreten dieser Einzelheiten im Südföhn der Alpen sind die Vorbedingungen gegeben, sobald im Westen oder Nordwesten, vom Atlantischen Ozean her, ein barometrisches Minimum erscheint und ausgiebige Luftbewegung aus südlicher Richtung über Mitteleuropa erzeugt. Wo diese Bewegung am Boden durch das Gebirge gehindert wird, tritt ein um so kräftigeres Ansaugen der oberen Luftschichten auf, und das Herüberfließen der südlichen Luftmassen über die Alpenkämme geschieht stellenweise mit großer Heftigkeit, gemäß den örtlichen Einflüssen der Gebirgsform. Gerade diese rasche Luftbewegung hindert einen erheblichen Wärmeaustausch zwischen Luft und Boden. Während bei ruhigem Wetter die Temperatur in den Alpen von oben nach unten um etwa 0,5 bis 0,6° auf je 100 m (im Winter weniger, im Sommer mehr) zunimmt, wächst sie in der herabfließenden Luft um 0,99°; hat außerdem diese Luft beim Aufsteigen noch die Kondensationswärme des Niederschlages aufgenommen und bei raschem Übersteigen des Gebirges nicht an den Boden verloren, so kann, wie die Erfahrung bestätigt, am Nord-

fuß der Alpen die Temperatur mitten im Winter leicht auf 14 bis 17° steigen, während auf der Südseite Niederschlag eintritt.

Die für Südföhn der Alpen charakteristische Verteilung des Luftdruckes ist nach Trabert (154) schematisch in Fig. 15 dargestellt: niederer Druck in West- oder Nordwesteuropa, ergänzt durch einen von Osten her gegen die Alpen vordringenden Streifen hohen Druckes. Die aus solcher Lage hervorgehenden Einzelerscheinungen verlaufen dann nach v. Ficker (155) etwa folgendermaßen.

Während vorher Hochdruckwetter herrschte, die Höhenluft verhältnismäßig warm und trocken war, die Täler dagegen Kälte und häufig Temperaturumkehr hatten, bildet sich das Vorstadium des Föhns. Die kalte Inversionsschicht der Täler strömt unter Einfluß des westlichen Tiefdruckgebietes ab und an ihre Stelle treten die durch dynamische Erwärmung im Herabsinken auf erhöhte Temperatur gebrachten, sowie die über der Inversion gewesenen und an sich schon wärmeren Luftmassen. So entsteht das Antizyklonalstadium: warme Föhnströmung in den Tälern, genährt durch Luftmassen, die dem Alpenkamm aus der Höhe oder horizontal zuströmen; und danach kommt das stationäre Föhnstadium, in welchem die antizyklonalen Verhältnisse in der Höhe und an der Luvseite erloschen sind und die vollständigen, aus Aufsteigen und Niedersinken der Luft erzeugten Einzelheiten eintreten. In der Höhe ist die Luft mit Dampf gesättigt, es bildet sich die als „Föhnmauer“ bezeichnete Wolkenbank an der Windseite, während die Temperaturverteilung in den einzelnen Fällen mannigfache Verschiedenheiten zeigt. Nicht jeder Föhn zeigt alle diese Einzelheiten, und oftmals schreitet die Entwickelung in benachbarten Gegenden verschieden rasch vor. Immerhin läßt aber diese Schilderung erkennen, daß nicht sowohl der aufsteigende Strom der Windseite als Ursprungserscheinung des Föhns anzusehen ist, sondern vielmehr das westliche Tiefdruckgebiet mit seiner saugenden Wirkung. Namentlich durch genaues Vergleichen des zeitlichen Eintritts der verschiedenen Vorgänge ist dieser Zusammenhang wahrscheinlich gemacht.

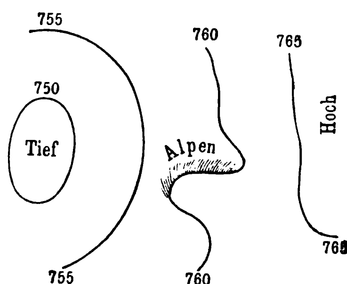


Fig. 15. Luftdruck bei Südföhn.

Aus den langjährigen Aufzeichnungen einiger an der Nordseite der Alpen gelegener Beobachtungsstationen berechnete Maurer (156), daß dort als eigentliche Föhnmonate März, April, Mai neben Oktober und November erscheinen, während in den warmen Monaten Juli und August der Föhn am seltensten ist. Von den 1777 untersuchten Föhnwinden dauerte der größte Teil nur einen oder zwei Tage. Die längste Dauer, welche aber in 37 Jahren nur zweimal vorkam, betrug neun Tage. Durch

seine Wärme und Trockenheit bewirkt der Föhn, daß man ihn im Frühjahr als „Schneefresser“, im Herbst als „Traubenkocher“ begrüßt.

Über die Gegensätze, welche Luftdruck und Temperatur bei Föhn innerhalb geringer Abstände zeigen, berichtet Wild (157). Danach pflegt in 500 m Seehöhe über der ganzen Schweiz durchschnittlich der Luftdruck nicht um mehr als 2 mm verschieden zu sein, während bei Föhn dieser Unterschied für die Orte Faido und Altdorf mindestens 7 mm im Winter, 6 mm im Herbst und Frühling und 4 mm im Sommer beträgt. Und die Temperatur, welche ebenda im Jahresmittel nur um 2° differiert, zeigt zu Föhnzeiten bis zu 16° Unterschied.

Als Bestätigung der vorstehend dargestellten Föhntheorie muß erwartet werden, daß auch in anderen Gegenden die gleichen Ursachen zu der nämlichen Wirkung führen, und in der Tat konnte man bereits in zahlreichen Gebirgsgegenden warme und trockene Fallwinde von der Art des Alpenföhns nachweisen. Nicht bloß auf der Südseite der Alpen als Nordwind, sondern auch in den Vogesen, im Riesengebirge, im Thüringer Wald, in Südungarn [als Kossava, die aus den serbischen Bergen als Südostwind kommt, s. Róna (158)], in Siebenbürgen (als Nemere), in Sizilien und Algier (als Scirocco [1]), in Spanien, in Grönland, in Neuseeland, in Südgeorgien, in Japan, in Nordamerika (als Chinookwind auf der Ostseite des Felsengebirges), in Korea hat man die gleichen Erscheinungen gefunden.

Dazu gehören außer den erwähnten Kennzeichen noch einige andere Erscheinungen. Erwähnt sei zunächst die Durchsichtigkeit der herabsinkenden Luftmassen, welche beim Aufsteigen durch die Niederschlagsbildung vom Staub gereinigt wurden. Maurer (159) schildert den Anblick, welchen das Gebirge in Zürich bei Föhn gewährt, mit den Worten: „Die ganze Alpenkette, soweit sie bei uns sichtbar, ist dann dem Auge in die unmittelbarste Nähe gerückt und tritt in eigentümlich scharfen, fast geisterhaft kalten Zügen, ohne jegliche Luftperspektive, vor den Blick des Beobachters.“ Darüber erscheint als Wirkung des aufsteigenden Stromes (jenseit des Gebirges) eine Wolkenbank, die „Föhnmauer“. Von ihr hat Kerner von Marilaun (160) an der Tribulaunkette eine Abbildung aufgenommen; Fr. Treitschke (161) erzählt, daß die Föhnmauer im Winter häufig über dem Thüringer Wald lagert: „manchmal ist sie hoch, dick und nach oben so scharf abgegrenzt, daß wir ein Gebirge zu sehen glauben, weit höher als dasjenige, welches den Kern der Wolke bildet“. Czermak (162) bemerkte in Graz an dem dort als „Jauk“ bezeichneten Tauwind meistens einen „eigentümlichen Frühlingsgeruch“, den er auch Föhngeruch nennt, da die charakteristischen Erscheinungen des Föhns dabei auftraten. Derselbe Beobachter (163) fand ebenso wie auch Defant (164) in Innsbruck bei Föhn

[1]) In Italien heißt „Scirocco“ auch ein im Winter auftretender warmer und feuchter Wind, der vom Föhn verschieden ist.

die elektrische Leitfähigkeit der Luft stark vermehrt und ist geneigt, diesem Umstand das unbehagliche Befinden zuzuschreiben, welches bei vielen Menschen durch Föhn erzeugt zu werden pflegt. Auch von der Neigung zum Auftreten von Blutungen bei Lungenleidenden wird berichtet, doch ist hierbei wohl nicht immer das Vorhandensein wirklicher Föhnerscheinungen durch meteorologische Beobachtungen erwiesen. Dagegen scheint es sicher, daß nicht bloß der „echte", d. h. wirklich bis zum Beobachter herabkommende Föhn Kopfschmerzen und sonstiges Unbehagen erzeugen kann, sondern auch der Föhnwind, welcher in der Höhe über die im Tal gelegene Beobachtungsstelle hinwegfließt. Trabert (165), der diese Erscheinungen in Innsbruck untersuchte, ist geneigt, die Ursache im Verhalten des Luftdruckes zu suchen, und v. Ficker (166) teilt mit, daß in Innsbruck vor Durchbruch des Föhns zahllose rasch aufeinander folgende und verhältnismäßig beträchtliche Druckschwankungen auftreten, die man zu anderer Zeit nicht bemerkt, und die in Wien gar nicht zu beobachten sind.

Alle die Einzelheiten, welche wir so als Kennzeichen und Begleiter des Föhnwindes kennen lernten, sind indessen nur an die auf- und absteigende Luftbewegung gebunden. Das Vorhandensein eines Gebirges ist dabei keineswegs erforderlich, sondern wenn nur jene vertikalen Strömungen irgendwo auftreten, wird man die charakteristischen Föhnerscheinungen erwarten dürfen. In der Tat hat bereits vor einigen Jahren v. Bezold (167) auf die klimatische Bedeutung der auf- und absteigenden Luftströme hingewiesen, und wie R. Billwiller (168) sowie Rob. Billwiller jun. (169) an Beispielen aus der Schweizer Witterungsgeschichte zeigen konnten, treten die Föhnerscheinungen wirklich auf, wenn in einem Hochdruckgebiet die Luftmassen herabfließen, welche an anderer Stelle bei niederem Druck emporgestiegen sind. Stellt sich eine solche Strömung über dem Alpengebiet ein, nachdem dort vorher niedrigerer Druck geherrscht hat, so kann der absteigende Luftstrom Anlaß zum gleichzeitigen Auftreten von Föhn auf beiden Seiten der Alpen geben. Indem wir die sonstigen Eigenschaften der Hochdruckgebiete („Antizyklonen") späterer Darlegung vorbehalten, sei hier doch darauf hingewiesen, daß man in der Tat neben dem „Bergföhn" auch den „antizyklonalen" Föhn als der Wirklichkeit angehörende Erscheinung ansehen muß.

Die eigentliche Wirkung solcher emporgehenden Bewegung von Luftmassen besteht, falls es dabei zur Kondensation kommt, im Hinaufführen von Wärme. Ähnliches geschieht, wenn mittels Dampfheizung ein Haus erwärmt wird: durch die Feuerung wird Wasser in Dampf verwandelt, nimmt dabei die latent werdende Wärme an sich und steigt mit dieser in die Heizkörper hinauf; indem dort die Kondensation stattfindet, wird dem Dampf die mitgebrachte Wärme abgenommen, und ohne sie fließt er als Wasser herab, um neuen Wärmevorrat zu holen. Nicht anders beladet sich die dem Boden anliegende Luft mit dem von den

Gewässern und Pflanzen gelieferten Dampf; der aufsteigende Luftstrom führt ihn samt der in ihm gebundenen Wärme hinauf, bis in der Wolke die Kondensation geschieht und der seiner Wärme beraubte Dampf als Regenwasser herabfällt, um von neuem den Kreislauf zu beginnen.

Von diesen warmen und trockenen Winden verschieden sind die kalten Fallwinde, welche als Bora (am Karst und am Schwarzen Meere) und als Mistral (in der Provence) vorkommen. Im Gegensatz zum Föhn kommen hier die Luftmassen aus kaltem und hochgelegenem Hinterland zur wärmeren Küste herab. Durch langsame Bewegung im Hochlande werden sie auf dessen Temperatur abgekühlt und verlieren die Kondensationswärme aus dem vorhergegangenen Aufsteigen. Beim Herabfließen beträgt die dynamische Erwärmung zwar auch 0,99° auf 100 m, die Bodentemperatur aber wächst nach unten hin noch schneller [z. B. in Noworossisk am Schwarzen Meere nach Baron Wrangel (170) fast 2° auf 100 m], und so kommt die Luft in der Tat unten kälter an, als der dortige Boden ist.

In naher Beziehung zur Luftfeuchtigkeit steht die Verdampfung. Zu ihrer Untersuchung pflegt man als Verdunstungsmesser (Atmometer) ein flaches, mit Wasser gefülltes Gefäß anzuwenden, dessen Gewichtsänderung die von der bekannten Oberfläche verdampfte Wassermenge ergibt. Diese hängt, wie ja leicht einzusehen, von den meteorologischen Elementen derartig ab, daß die Verdunstung wächst mit wachsender Temperatur und Windstärke sowie mit abnehmender relativer Feuchtigkeit. Nach G. Schwalbe (171) kann die sogleich zu erwähnende psychrometrische Differenz als ein Maß für die Verdunstung ebenso wie für die Feuchtigkeit angesehen werden; diese Differenz im Stande des trockenen und feuchten Thermometers ändert sich von Ort zu Ort und im Jahreslauf ebenso wie die Verdunstungsmenge. Eine Vorstellung von der Größe der Verdunstung sowie zugleich von ihrer Beeinflussung durch den Wald liefern die folgenden von Bock (172) mitgeteilten Zahlen, in welchen die Verdunstung durch die Höhe der verdampften Wasserschicht angegeben ist. Die Werte sind Mittel aus den zehnjährigen Beobachtungen von 1886 bis 1895 in Hagenau (Rheinebene, 152 m über Meer), und die Feldstation liegt dort um 1270 m vom äußeren Rande des die Waldstation enthaltenden Kiefernwaldes entfernt.

	Verdunstung	Temperatur	Relative Feuchtigkeit
Feldstation	342,4 mm	9,3°	78 Proz.
Waldstation . . .	146,8 „	8,2°	85 „

Über den täglichen und jährlichen Gang der Verdunstung hat Schwab (173) Versuche in Kremsmünster angestellt und berichtet, daß dort wie auch an einer Anzahl anderer Orte die Verdunstung mit der Lufttemperatur steigt und sinkt.

Wie die Verdunstung in der trockenen Föhnluft wächst, zeigen Beobachtungen, über die Okada (174) von der an der japanischen Ostküste gelegenen Station Maibaschi berichtet. Dort betrug die durchschnittliche Verdunstungsmenge eines Tages:

Gesamtmittel	3,32 mm
Vortage	3,43 „
Föhntage	5,52 „
Folgetage	2,75 „

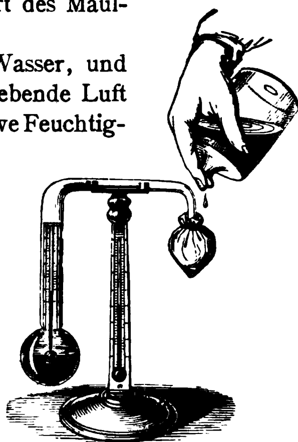
Man mißt die Luftfeuchtigkeit mittels des Hygrometers oder Psychrometers. Die vorzugsweise als Hygrometer bezeichneten Apparate beruhen auf der Eigenschaft vieler organischer Körper, hygroskopisch zu sein, d. h. aus der Luft Wasserdampf aufzunehmen, wobei sie gleichzeitig Gestalts- oder sonstige Änderungen erleiden. Eine derartige Vorrichtung wurde bereits von Leonardo da Vinci (1452 bis 1519) beschrieben (175): Vor einer Kreisteilung ist ein Zeiger beweglich angebracht und trägt an seinem Ende einen Bausch aus trockener Wolle oder dgl. Mit der Feuchtigkeitsmenge, die die Wolle aus der Luft aufnimmt, ändert sich ihr Gewicht und die Stellung des Zeigers. Von den vielen hygroskopischen Körpern (Holzstäbchen, Getreidegrannen, Federspulen, Membranen, Darmsaiten usw.) erwiesen sich besonders brauchbar menschliche Haare. Ein von Fett befreites Haar wird in einem geeigneten Rahmen um eine leicht drehbare Achse geführt und mittels eines kleinen Gewichtes derartig gespannt, daß jede Verlängerung oder Verkürzung des Haares die Achse samt einem daran befestigten Zeiger dreht; an einer hinter dem Zeiger befindlichen Skala kann die relative Feuchtigkeit, welche der augenblicklichen Zeigerstellung entspricht, abgelesen werden, und zugleich an einem dem Apparate beigegebenen Thermometer die Lufttemperatur. Man braucht dann nur in einer geeigneten Tabelle (S. 53 oder Tab. 1 am Schluß des Buches) zu der abgelesenen Temperatur den Sättigungsdruck zu suchen, um hieraus und aus der relativen die absolute Feuchtigkeit, und als deren Sättigungstemperatur den Taupunkt zu bestimmen. Ein solches Haarhygrometer (Fig. 16) kann wenigstens für höhere Beträge der relativen Feuchtigkeit geprüft und nach Bedarf berichtigt werden, indem man einen mit Musselin bezogenen Rahmen, der dem Instrument beigegeben ist, naß in das Gehäuse einsetzt und dies dann verschließt. Hierauf ist die innen



Fig. 16. Haarhygrometer.

befindliche Luft bald mit Dampf gesättigt, und der Zeiger muß nun auf 100 Proz. stehen oder nötigenfalls dahin gedreht werden.

Weniger bequem in der Handhabung und Ablesung, aber meistens genauer als das Haarhygrometer, ist das Augustsche Psychrometer (Fig. 11, S. 49). Es besteht aus zwei gleichen und nebeneinander angebrachten Thermometern, deren eines, das „trockene", die Lufttemperatur angibt, während das zweite, welches als das „feuchte" bezeichnet wird, an seiner Kugel eine Hülle von Musselin trägt, die durch eine geeignete Vorrichtung dauernd mit Wasser versehen und feucht erhalten wird. Nach Okada (176) eignet sich zur Hülle des feuchten Thermometers besser als Musselin ein japanisches Papier, welches Yoshinogami heißt und aus dem Bast einer besonderen Art des Maulbeerbaumes hergestellt wird.


Fig. 17. Daniellsches Hygrometer.

Von dieser Hülle verdampft beständig Wasser, und zwar um so mehr, je mehr Dampf die umgebende Luft aufzunehmen vermag, also je geringer ihre relative Feuchtigkeit ist. Infolge des Wärmeverbrauches beim Verdampfen hat das feuchte Thermometer einen tieferen Stand als das trockene, und der Unterschied beider, die psychrometrische Differenz, ist ein Maß für die Feuchtigkeit. Aus dieser Differenz und der Lufttemperatur kann mit Hilfe entsprechender Tabellen (siehe Tab. 1 am Schluß des Buches) die absolute und relative Feuchtigkeit, der Taupunkt usw. hergeleitet werden. Liegt die Temperatur unter 0°, so muß die Kugel des feuchten Thermometers mit einer dünnen Eisschicht umkleidet sein, die man nötigenfalls (mindestens eine Stunde vor der Ablesung) durch Auftragen von Wasser mit einem Pinsel ergänzt. Dennoch zeigt das feuchte Thermometer alsdann etwas höhere Temperaturen, als der aus älteren Tabellen ermittelten Feuchtigkeit entspricht. Daher empfiehlt Ekholm (177) auf Grund von Versuchen, die am feuchten Thermometer abgelesene Zahl um 0,45° zu vermindern, ehe man sie zur Berechnung der Feuchtigkeit benutzt. Für unsere Tab. 1 gilt diese Vorschrift indessen nicht.

Die verbesserte Form, welche Assmann (127) dem Psychrometer durch Hinzufügung der Aspiration gab, ist oben bereits erwähnt und in Fig. 12 (S. 50) abgebildet.

Ein gleichfalls zur Feuchtigkeitsmessung dienendes Instrument ist das Kondensationshygrometer. In einem mit blanker, metallischer Oberfläche versehenen Gefäße wird Äther durch teilweises Verdampfen so lange abgekühlt, bis das Gefäß außen mit Wasser beschlägt. Da dies stattfindet, sobald die mit der Gefäßfläche in Berührung befindliche Luft auf ihren Taupunkt abgekühlt ist, kann man diesen an einem im

Inneren des Gefäßes befindlichen Thermometer ablesen, wobei aber natürlich genau derjenige Augenblick abzupassen ist, in welchem der Beschlag auf der blanken Fläche zuerst sichtbar wird. Ein zweites Thermometer ergibt die Lufttemperatur. Fig. 17 zeigt eine ältere Form dieses Instrumentes, das Daniellsche Hygrometer. Der Apparat wird in unseren Gegenden selten benutzt.

Bewölkung.

Wird Luft, welche mit Wasserdampf gesättigt ist, ohne Druckänderung abgekühlt, oder ohne Temperaturänderung unter höheren Druck gebracht, so gelangt sie in den Zustand der Übersättigung. Denn, wie im vorigen Kapitel (S. 54) gezeigt wurde, entspricht der bei Sättigung verringerten Temperatur ein kleinerer Dampfdruck als der vorhandene, und ebenso entspricht der erhöhte Druck, bei welchem die gleiche Dampfmenge in einen kleineren Raum gepreßt ist, einer höheren Temperatur als vorhanden. In beiden Fällen ist also mehr Dampf in der Luft enthalten, als zur Sättigung gehört. Wenn der Aggregatzustand des Wassers sich immer den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen anpassen würde, könnte freilich keine Übersättigung zustande kommen. Die Erfahrung zeigt aber, daß dieser Zustand häufig eintritt, und daß zum Entstehen flüssiger Kondensationsprodukte das Vorhandensein flüssiger oder fester Ansatzkerne eine notwendige Vorbedingung ist. Arbeiten von Coulier (178), Aitken (179), Rob. v. Helmholtz (180), Melander (181) u. a. haben gezeigt, daß man Luft mittels langsamen Hindurchsaugens durch Watte reinigen oder auch in verschlossenem Gefäße stehen lassen kann, bis aller Staub zu Boden gefallen ist (was aber viele Tage zu dauern pflegt), und daß solche staubfreie Luft mit Wasserdampf gemischt zur Kondensation, d. h. zur Nebelbildung nicht fähig ist. Wenn aber die Luft Staub enthält, so kann man durch ausreichende Abkühlung ganz leicht die Kondensation einleiten und das Entstehen von Wasserkügelchen (oder Eisnadeln) um die einzelnen Staubkerne hervorrufen. Daß auch in staubfreier Luft durch die Folgen ultravioletter Strahlung die Bildung flüssiger Tröpfchen eingeleitet werden kann, soll sogleich gezeigt werden.

Eine gewisse Übersättigung ist immerhin zur Kondensation notwendig, wie die Versuche von R. v. Helmholtz (180) zeigten. Nimmt man, wie üblich, an, daß der Druck des Dampfes den Stößen der gegen die Begrenzungsfläche fliegenden Moleküle zuzuschreiben ist, und daß bei einer über Wasser befindlichen gesättigten Dampfmenge in gleicher Zeit gleich viele Moleküle sich aus dem Wasser heraus und in es hinein bewegen, so kann die Menge der in der Zeiteinheit aus der Flüssigkeit

tretenden Teilchen als Maß für den Druck des Dampfes angesehen werden. Je leichter dies Austreten geschieht und je mehr Teilchen also austreten, um so größer muß zur Erhaltung des Gleichgewichtes der Sättigungsdruck des äußeren Dampfes sein (und umgekehrt). Die Kraft aber, mit welcher die Moleküle in der Flüssigkeitsoberfläche zurückgehalten werden, ändert sich nach Sir W. Thomson (182) mit der Gestalt der Oberfläche, denn in einer konvexen Fläche ist jedes Teilchen von viel weniger anderen Teilchen umgeben und zurückgehalten, als in einer ebenen oder gar konkaven Fläche. Es ist also, damit auf einer konvexen Fläche sich Dampf kondensiert, d. h. damit mehr Dampfteilchen sich zu dieser Fläche hin als von ihr weg bewegen, ein um so größerer Dampfdruck erforderlich, je stärker die konvexe Krümmung, je kleiner der Krümmungsradius ist. Bei einem Krümmungsradius von 0,001 mm würde der Sättigungsdruck etwa um ein Tausendstel seines normalen Wertes vergrößert sein.

Wenn nun in staubfreier feuchter Luft eine Kondensation einträte, so müßten die aus Dampf entstehenden Wassertröpfchen zuerst so winzig klein und darum so ungeheuer stark konvex gekrümmt sein, daß eine sehr große Übersättigung des Dampfes zu ihrem Bestehen erforderlich wäre.

Sind dagegen Staubkerne vorhanden, an deren Oberfläche die Kondensation beginnen kann, so ist um so weniger Übersättigung nötig, je größer diese Ansatzkerne sind, d. h. je kleiner die Krümmung ihrer Oberfläche ist. Aus Messungen über die zur Nebelbildung erforderliche Übersättigung berechnete R. v. Helmholtz (180) für den Radius der zuerst gebildeten Nebelkugeln den Wert von etwa 0,0002 mm. Damit stehen nicht in Widerspruch die Beobachtungen von Assmann (183), welcher auf dem Brocken die Beschaffenheit der Nebeltröpfchen durch mikroskopische Betrachtung studierte und beim Verdampfen der Tröpfchen keinerlei Rückstand wahrnehmen konnte. Die angewandte Vergrößerung reichte nur aus, um Körperchen von mindestens 0,0005 mm Größe noch zu sehen.

Da nun überall in der Atmosphäre Wolken sich bilden können, müssen wir auf das Vorhandensein von Staub in allen Luftregionen schließen. Auch ist es begreiflich, daß die Anwesenheit reichlicher Staubmengen eine besonders starke Kondensation erzeugt, und daß auf dem Meere die in der Luft schwebenden Salzteilchen, in großen Städten der Rauch der Feuerstätten viel zur Nebelbildung beitragen. Außerdem aber hat die Erfahrung gelehrt, daß durch Strahlen, namentlich durch den brechbarsten, nämlich den ultravioletten Teil des Sonnenspektrums, staubfreie Luft in einen Zustand gelangen kann, bei dem die Bildung von Tröpfchen aus vorhandenem Wasserdampf möglich ist. Solche Strahlenwirkung ist neuerdings namentlich von Lenard und Ramsauer (184) untersucht worden und kann nach deren Wahrnehmungen entweder rein chemischer Art sein oder in der Bildung von Elektrizitäts-

trägern bestehen. Im ersten Falle kann das Ergebnis gasförmig (Ozon) oder auch fest oder flüssig sein, es bilden sich z. B. aus Wasserdampf Tröpfchen von Wasserstoffsuperoxyd oder auch aus Schwefelkohlenstoff feste Teilchen, namentlich unter Einwirkung von vorher entstandenem Ozon, und diese festen oder flüssigen kleinen Körperchen vermögen starke Dampfkondensation hervorzurufen. Die Bildung von Elektrizitätsträgern, nämlich die Spaltung der Moleküle in Ionen, soll später ausführlichere Darstellung finden. Sie geschieht unter Einfluß der brechbarsten Strahlen, deren Wellenlänge weniger als 120 Milliontel Millimeter beträgt, und die in der Luft so stark absorbiert werden, daß nur in den von den Sonnenstrahlen zuerst getroffenen allerhöchsten Luftschichten diese Ionisierung zustande kommt. Meist vereinigen sich dortselbst wieder die entstandenen Ionen, ohne in größerer Zahl herabdringen zu können, und sie besitzen außerdem wahrscheinlich nicht die Fähigkeit, als Ansatzkerne für die Tröpfchenbildung zu wirken. Man hat ihnen längere Zeit hindurch diese Fähigkeit zugeschrieben, es scheint aber in der Tat, daß man die „dampfkondensierende Wirkung der Gasionen" überschätzt hat und daß diese Elektrizitätsträger bei der Wolkenbildung keine wesentliche Rolle spielen, weil sie für die Tropfenerzeugung zu klein sind.

Die einzelnen Wasserteilchen, aus welchen die Nebel- oder Wolkenmassen zusammengesetzt sind, pflegte man sich früher als kleine, hohle Bläschen vorzustellen. Diese von Halley und seinen Zeitgenossen (Anfang des 18. Jahrhunderts) herrührende, noch von Clausius (185) zur Erklärung optischer Erscheinungen benutzte Auffassung sollte vornehmlich das „Schweben" der Wolken anschaulich machen. Indessen bedarf es, wie wir weiter unten sehen werden, einer solchen Erklärung keineswegs, da das Schweben der Wolken nur ein scheinbares ist. Assmann (183) konnte bei Gelegenheit der vorgenannten Beobachtungen auf dem Brocken eine Anzahl von Nebeltröpfchen untersuchen, die auf den Objektträger des Mikroskops fielen und dort allmählich verdampften. Während eine Hohlkugel aus Wasser, etwa eine Seifenblase, beim Auftreffen auf einen ebenen Gegenstand zerplatzend einen benetzten Ring mit trockener Mitte zurückläßt, konnten dort ausnahmslos nur solche Tropfen wahrgenommen werden, welche auf dem Objektträger ruhend eine vom Rande konzentrisch nach der Mitte zunehmende Höhe hatten, und deren Volumen einer Kugel von 0,0059 bis 0,0169 mm Durchmesser entsprach. Und in gleichem Sinne spricht die von Kiessling (186) geltend gemachte Erwägung, daß Bläschen bei Vermehrung oder Verminderung des äußeren Luftdruckes an Volumen ab- oder zunehmen müßten, während erfahrungsgemäß die Lichterscheinungen in künstlichem Nebel vom Luftdruck nicht abhängig und daher auf das Vorhandensein massiver Wassertröpfchen zurückzuführen seien. Bei genügend tiefer Temperatur der Kondensation geht natürlich der Dampf nicht in Wasser, sondern in Eis über.

Man pflegt die Bewölkung als Nebel oder als Wolken zu bezeichnen, je nachdem sie am Boden oder in größerer Höhe auftritt, und beide Gebilde entstehen auf verschiedene Weise. Der Nebel hat als Ursache Abkühlung des Bodens oder der ihm anliegenden Luftschicht. Ist der Boden kälter, so sinkt die Temperatur der untersten Luftschicht durch Wärmeleitung gleichfalls und kann bis unter den Taupunkt herabgehen, worauf die Kondensation beginnt. Dies findet oft in ruhigen, klaren Nächten statt, indem der Boden durch Ausstrahlung erkaltet und sich mit einer allmählich dicker werdenden Nebelschicht bedeckt. Das sogenannte „Steigen des Nebels“ ist dabei nur ein scheinbares, denn die Nebeltröpfchen sind schwerer als Luft und befinden sich vielmehr in langsamem Sinken. Aber die Abkühlung der Luft und die daraus folgende Kondensation erstrecken sich immer weiter hinauf, und wenn die zur Kondensation führende Kälte rascher emporsteigt, als die Nebeltröpfchen herabfallen, so hebt sich in der Tat die obere Nebelgrenze. Ähnlich kann auch Nebel entstehen, wenn der Wind feuchte und warme Luft über kälteren Boden hinführt.

Ist dagegen die Luft kälter, so kann auch dies über der Oberfläche wärmerer Gewässer oder wasserreichen Bodens zur Nebelbildung führen. Die Verdampfung an der Wasserfläche entspricht der Wassertemperatur und sendet also mehr Dämpfe herauf, als die kältere Luft aufnehmen kann. Demnach wird ein Teil des Dampfes in der Luft wieder zu Nebel kondensiert. Hierbei kann ein wirkliches Steigen des Nebels stattfinden, wenn die dem Wasser benachbarte unterste Luftschicht erwärmt wird und über die kältere und schwerere Luft emporsteigt, wobei durch Vermischen beider neue Kondensation erfolgt. Der Vorgang ist ganz ähnlich wie das „Dampfen“ eines mit warmem Wasser gefüllten und im kühlen Zimmer stehenden Gefäßes.

Eine andere Entstehungsweise des Nebels folgert Elias (187) aus den am (früheren) Berliner Aeronautischen Observatorium ausgeführten Drachen- und Ballonbeobachtungen. Hiernach geht der Nebelbildung voraus das Auftreten eines warmen Luftstromes, welcher in geringer Höhe über der feuchten und kalten Bodenluft und mit erheblicher relativer Geschwindigkeit gegen diese dahinfließt. Indem er durch seine Wärme aufsteigende Ströme und Wolkenbildung hindert, vermehrt er die dem klaren Himmel entsprechende nächtliche Abkühlung des Bodens und erzeugt an seiner Berührungsfläche mit der unteren Luftschicht Wogen, welche die verschiedenen Schichten miteinander mischen und zur Lufttrübung durch Kondensation führen können. Mit dieser Meinung wäre die Temperaturverteilung vereinbar, welche bei beginnendem Nebel Inversion (oben wärmer als unten) zu zeigen pflegt, während im fertigen Nebel der untere Teil die gewöhnliche Abnahme der Temperatur nach oben hin aufweist, darüber eine gleichmäßig temperierte Schicht auftritt, und an der oberen, noch in der Bildung begriffenen Grenze Inversion.

In betreff des täglichen Ganges der Nebelhäufigkeit berichtet Streun (188) aus der Schweiz, daß in tieferen Lagen überall das Maximum am Morgen auftritt, namentlich im September und Oktober, während auf den Gipfeln, wo freilich der Nebel auf ganz andere Art entsteht und wohl eher als Gewölk zu bezeichnen ist, gleichmäßige Verteilung über die Tagesstunden oder ein schwaches Nachmittagsmaximum sich findet.

Der jährliche Gang zeigt meistens ein Maximum im Winter oder Spätherbst, Minimum im Sommer. Doch wird durch besondere Windverhältnisse an manchen Orten auch eine andere Verteilung herbeigeführt; so hat z. B. die norwegische und die schottische Küste die größte Nebelhäufigkeit im Sommer, die geringste im Winter.

Entsteht die Kondensation höher als in den untersten Luftschichten, so bezeichnet man die entstehenden Gebilde als Wolken. Ihr Ursprung kann allenfalls durch Vermischung verschiedener Luftmassen gegeben sein, welche verschiedene Temperatur haben und mit Dampf nahezu gesättigt sind, indessen ist die hierbei zur Kondensation kommende Wassermenge überaus gering. So berechnet v. Bezold (189), daß durch Vermischen zweier bei 700 mm Quecksilberdruck gesättigter Luftmassen von 0° und von 20° höchstens 0,75 g Wasser für jedes Kilogramm der Mischung entstehen kann, wobei die Endtemperatur des Gemisches 11° betragen würde. Aus gesättigter Luft von 20° kann man die gleiche Wassermenge zur Ausscheidung bringen, wenn man die Luft ohne Druckänderung auf 19,2° abkühlt, oder wenn man sie durch Druckverminderung bis auf 18,4° dynamisch abkühlt, was einem Emporsteigen um etwa 310 m entspräche. Die für die zu mischenden Luftmassen angenommene Temperaturdifferenz von 20° dürfte aber in Wirklichkeit bei benachbarten Luftströmen verschiedener Richtung kaum jemals zutreffen, ebensowenig die Voraussetzung, daß beide völlig gesättigt sind. Außerdem geschieht die Mischung nur in einer wenig mächtigen Grenzschicht, und es werden darum die durch Luftmischung entstehenden Wolken nicht eben häufig vorkommen.

Zur Bestätigung können die Beobachtungen dienen, durch welche Conrad (190) einen sehr viel größeren Wassergehalt fertiger Wolken fand, indem er ein gemessenes Volumen der von der Wolkenmasse erfüllten Luft in ein verschlossenes Gefäß brachte und die darin enthaltene Wassermenge mittels Durchsaugens durch Chlorcalciumröhren bestimmte. Die Gewichtszunahme der Röhren ergab das Gesamtgewicht des Wassergehaltes; wurde hiervon die mittels Hygrometers bestimmte Menge der dampfförmig in der untersuchten Luft enthaltenen Feuchtigkeit abgezogen, so erhielt man das Gewicht des flüssigen, d. h. in Form von Nebeltröpfchen in der aufgefangenen Luftmenge befindlich gewesenen Wassers. Die Beobachtungen fanden auf Berggipfeln statt: auf dem Schneeberg in Niederösterreich, dem Schafberg in Tirol (beide 1800 m hoch) und dem Sonnblick in den Tauern (3106 m). Im Mittel ergab

sich für dichte Wolken, welche nur 20 m weit zu sehen gestatten, ein Wassergehalt von 4,5 g im Kubikmeter; weniger dichte Wolken mit 80 m Sehweite enthielten nur 0,4 g im Kubikmeter. In gleicher Art untersuchte Wagner (191) den Wassergehalt der Wolken auf dem Sonnblickgipfel und fand in 22 Fällen durchschnittlich 2 g flüssiges Wasser im Kubikmeter. Der höchste gefundene Wert war 4,84 g, der geringste 0,12 g. Bei den angegebenen Höhen darf das Gewicht eines Kubikmeters Luft etwa zu 1 kg angenommen werden, so daß der Vergleich mit der obigen Berechnung der durch Mischen entstehenden Kondensation möglich wird und sich zeigt, wie in der Tat nur leichtes Gewölk durch Mischung entstehen kann.

Vielmehr ist es der aufsteigende Luftstrom, den man als gewöhnliche Veranlassung der Wolkenbildung ansehen muß. Sein Auftreten in der Atmosphäre scheint, wie Okada (192) angibt, zuerst von Fourier (1822) erwähnt zu sein, zwar mit Hinweis auf die dynamische Abkühlung der aufsteigenden Luft, doch ohne Beziehung zur Wolkenbildung. Eine anschauliche Schilderung dieser Beziehung gibt K. Wegener (193), welcher gelegentlich der im Sommer ausgeführten Drachenbeobachtungen das Auftreten turmförmiger Haufenwolken erwähnt, in denen die Luft emporstieg, während sie daneben herabsank. „In jedem Cumulusturm wurde der Auftrieb des Drachens durch das Aufsteigen der Luft merklich vermehrt, 50 m vor oder hinter der Wolke hingegen war die absteigende Luftbewegung so stark, daß die Drachen rasch fielen.“ Der aufsteigende Strom entsteht, wenn an einer Stelle des Bodens der Druck geringer geworden ist, als in der Umgebung (z. B. durch Erwärmung). Dann stellt das gestörte Gleichgewicht sich durch Bewegung wieder her, welche über der Stelle des geringsten Druckes emporführt und die aufgestiegene Luft durch am Boden heranströmende andere Luftmassen ersetzt, während in der Höhe ein Abfließen vom oberen Ende des aufsteigenden Stromes nach außen stattfindet. Wie hierbei die emporgestiegene Luft unter geringeren Druck kommt, sich beim Ausdehnen dynamisch abkühlt und zur Kondensation gelangen kann, ist bereits oben (S. 40, 61) geschildert worden. Nach Ferrel (194) kann man die Höhe der beginnenden Kondensation, d. h. der unteren Wolkengrenze, leicht berechnen; sie ist gleich 125 $(t-\tau)$ m, wenn am Boden die Lufttemperatur t und der Taupunkt τ (beide in Celsiusgraden ausgedrückt) stattfinden. Damit stimmt sehr nahe die oben (S. 58) erwähnte Berechnung von Schubert überein, nach welcher der Wert von $t-\tau$ sich auf 100 m Höhe um 0,82° ändert, also die Wolkengrenze in 122 $(t-\tau)$ m Höhe zu suchen ist.

Die Zustände, welche nacheinander in aufsteigender Luft eintreten, hat H. Hertz (195) als Trocken-, Regen-, Hagel- und Schneestadium bezeichnet. Sie werden von Mohn (196) an dem folgenden Beispiel erläutert. Eine Luftmasse habe am Boden bei 760 mm Quecksilberdruck die Temperatur 20°, der Dampfdruck sei gleich 15,0 mm. Da bei 20°

zur Sättigung ein Dampfdruck von 17,4 mm gehört, beträgt die relative Feuchtigkeit 1500/17,4 = 86 Proz. Wenn diese Luft emporsteigt, so erkaltet sie zunächst auf je 100 m Erhebung um 0,99°, bis der Taupunkt erreicht ist. Dieser Teil des Vorganges, das Aufsteigen ohne Kondensation, heißt Trockenstadium, ihm folgt die als Regenstadium bezeichnete Fortsetzung vom Beginn der Kondensation bis zum Erreichen der Temperatur 0°. Mit Rücksicht darauf, daß unter vermindertem Druck der Wasserdampf einen größeren Raum ausfüllen muß und die absolute Feuchtigkeit also einen geringeren Wert hat, liegt der Taupunkt etwas tiefer, als dem anfänglichen Dampfdruck entspräche, nämlich bei 17,0°. Dieser samt dem zugehörigen Sättigungsdruck von 14,4 mm wird, entsprechend dem Temperaturgefälle von 0,99°, in 306 m Höhe (733,3 mm Druck) erreicht, und von hier ab beginnt nun das Regenstadium, die Luft steigt gesättigt weiter empor unter beständiger Kondensation des über die Sättigung hinaus vorhandenen Dampfes. In der Höhe von 3684 m ist die Temperatur auf 0°, der Druck auf 486,0 mm und der Dampfdruck auf 4,6 mm gesunken, das Temperaturgefälle in diesem Regenstadium beträgt wegen der frei werdenden Kondensationswärme nur etwa 0,5° auf 100 m. Die im Kilogramm Luft enthaltene Dampfmenge beläuft sich jetzt nur noch auf 6,0 g gegen 12,5 g am Boden; 6,5 g Dampf sind aus jedem Kilogramm Luft als Wasser ausgeschieden, und dies Wasser bleibt entweder als Wolke im aufsteigenden Strome schweben, oder es fällt herab und gelangt, soweit es nicht im Sinken verdampft, als Regen zu Boden. Wenn die Wassermasse als „schwebende“ Wolke von der aufsteigenden Luft mitgerissen wird, so beginnt jetzt das Hagelstadium, in welchem die Luft, gemischt mit Wasser und Eis, die Temperatur von 0° unverändert beibehält. Denn der nunmehr stattfindende Wärmeverbrauch der sich ausdehnenden Luft wird durch die frei werdende Erstarrungswärme des gefrierenden Wassers so lange ausgeglichen, bis alles schwebende Wasser sich in Eis verwandelt hat. Da 1 kg Eis bei 0° zum Schmelzen 80 Kalorien braucht (Definition S. 27) und beim Gefrieren eines Kilogramm Wasser ebensoviel Wärme frei wird, so kann man berechnen, daß das Hagelstadium in unserem Beispiele bis zur Höhe von 3860 m reicht, während die Temperatur auf 0°, der Dampfdruck auf 4,6 mm verbleibt und der Luftdruck auf 475,4 mm sinkt. In diesem Stadium wird kein Dampf kondensiert, vielmehr kommt, weil ohne Abkühlung der Luftdruck kleiner wird, ein gewisser Teil des Wassers wieder zur Verdampfung. Wenn aber die im Regenstadium entstandenen Tropfen nicht mit der Luft emporsteigen, sondern herabfallen, so bleibt das ganze Hagelstadium weg, und es beginnt sogleich das Schneestadium, in welchem die Luft unter weiterer Abkühlung emporsteigt, während die jetzt ausgeschiedenen Wasserdämpfe unmittelbar in feste Form übergehen und eine aus Eisnadeln bestehende Wolke bilden. Hierbei würde die Temperatur von — 20° in 7117 m Höhe erreicht werden, so daß das Temperaturgefälle in diesem Stadium 0,61° auf 100 m beträgt.

Zugleich sinkt der Luftdruck auf 311,6 mm, der Dampfdruck auf 0,9 mm, und 1 kg Luft enthält nur noch 1,9 g Dampf, nachdem 4,1 g Eis ausgeschieden wurden.

Wie sich in herabsteigender Luft die entsprechenden Vorgänge gestalten, ist nach dem früheren ohne weiteres ersichtlich. Eine abwärts bewegte Luftmasse erwärmt sich dynamisch auf je 100 m um 0,99°. Ist ihr Wasser oder Eis beigemengt, so wird die Kompressionswärme zur Verdampfung verbraucht. Ein absteigender Luftstrom kann also wohl vorhandene Wolken durch Verdampfung zum Verschwinden bringen, niemals aber selbst zur Wolkenbildung führen.

Die vorstehend geschilderte Entstehungsweise läßt uns erkennen, daß die Wolken keineswegs als unveränderliche Gebilde mit gleichbleibenden Bestandteilen anzusehen sind. Wo durch Bewegung die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse sich ändern, finden sogleich die entsprechenden Änderungen des Aggregatzustandes statt, während unseren Augen nur das Wasser oder Eis der Wolke, nicht aber der Dampf sichtbar ist. Es kann also die Bewegung und Entwickelung der Wolken mit dem Auge nur unvollkommen verfolgt werden. Insbesondere beruht das scheinbare Schweben der Wolken auf Täuschung. In Wirklichkeit sind die Wassertröpfchen oder Eisnadeln der Wolken schwerer als die Luft und sinken herab. Diese Bewegung ist langsam, teils wegen des großen Luftwiderstandes, den so kleine Körperchen finden, teils auch wegen der hebenden Kraft des aufsteigenden Stromes, in dem die Wolke „schwebt". Sobald aber ein flüssiges oder festes Teilchen die untere Wolkengrenze erreicht hat, kommt es in ungesättigte Luft, verdampft und hört auf, sichtbar zu sein. Weht der Wind gegen einen Berg, so wird die Luft an der Windseite emporgeführt, um an der Leeseite herabzusteigen. Auf der Windseite bildet sich über derjenigen Höhe, in welcher die Kondensation des aufsteigenden Stromes beginnt, eine Wolke, die etwa bis zu gleicher Höhe auf der Leeseite auch den absteigenden Strom erfüllt. Die Höhe der unteren Wolkengrenze hängt von Temperatur und Dampfgehalt der aufsteigenden Luft ab, und der Beobachter sieht bei genügendem Dampfgehalt eine scheinbar ruhende Wolkenkappe den Berggipfel umgeben, wie sie z. B. der Brocken oft genug zeigt. In Wirklichkeit sind die Wasserteilchen der Wolken aber natürlich keineswegs in Ruhe, sondern sie folgen der Windbewegung und sinken außerdem durch eigene Schwere herab. Bei Luftfahrten hat man oftmals bemerkt, daß der Ballon vom Winde in eine Wolke hinein oder aus einer solchen heraus in horizontaler Richtung bewegt wurde. Wäre die Wolke ein unveränderlicher Körper, wie der Ballon, so müßten beide durch den gleichen Wind auch gleiche Bewegung erhalten und könnten einander nicht wesentlich näher kommen, noch sich voneinander entfernen, solange der Ballon nur durch Wind und nicht durch Ballastwerfen oder Ventilziehen bewegt wird. Da aber in der Tat die Wolken sich oftmals ganz anders zu bewegen scheinen als der Ballon, sehen wir auch hier, daß

die Wolke nur der jeweilig sichtbare Teil einer in Bewegung und beständiger Änderung befindlichen Masse ist. Das in der Luft vorhandene Wasser paßt seinen Aggregatzustand den wechselnden Verhältnissen von Bewegung, Druck und Temperatur an, und derjenige Raum, in welchem dies Wasser gerade flüssig oder fest ist, wird von uns als Wolke gesehen und bezeichnet.

Wie es scheint, kann ein Raum auch ohne sichtbaren Wolkengehalt diejenigen Besonderheiten der Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung zeigen, welche für Wolken charakteristisch sind. Berson (197) schildert mehrere bei Luftfahrten beobachtete Fälle „latenter Wolken", in denen bei nahezu dampfgesättigter Luft die Temperaturabnahme nach oben hin zuerst mäßig, dann sehr rapide auftrat, während unmittelbar darüber eine andere, wärmere und trockenere Luftschicht erschien, wie sie als obere Begrenzung sichtbarer Wolken so oft beobachtet wird.

Die verschiedenen Wolkenformen lassen die Entstehungsweise erkennen. Im oberen Teil eines aufsteigenden Luftstromes befindet sich gewöhnlich eine Wolke, deren untere Grenze die Höhe des beginnenden Regenstadiums bezeichnet. Darum pflegen solche Wolken unten eine nahezu ebene Begrenzung zu haben. Nach oben hin läßt entweder die kugelförmig gerundete Gestalt der Wolke erkennen, daß und wie weit der aufsteigende Strom ungefähr gerade emporführt, oder die Wolke ist streifenförmig auseinandergezogen und zeigt durch ihre geschichtete Lagerung, daß sie in verschieden gerichtete (oder verschieden rasch fließende) horizontale Luftströmungen eingedrungen ist. Im ersteren Fall wird sie als Haufen- oder Cumuluswolke bezeichnet, im letzteren als Schicht- oder Stratuswolke. Gelangt die Wolke in größere Höhen und wird von den hier strömenden Luftmassen erfaßt und mitgeführt, so erscheint sie in Form zarter Fäden oder Schleier auseinandergezogen und heißt dann Feder- oder Cirruswolke. Diese Form befindet sich in Höhen, deren Temperatur unter 0° liegt, die Cirruswolken bestehen darum aus Eisnadeln und geben durch Lichtbrechung den Anlaß zur Bildung von Sonnen- und Mondhöfen. Luke Howard (198), welcher bereits 1802 diese Grundformen beschrieb und benannte, fügt dazu noch die Regen- oder Nimbuswolke (die er zuerst auch Cumulocirrostratus nannte) und die Zwischenformen Cirrocumulus, Cirrostratus und Cumulostratus. Goethe (199) schlug zur Ergänzung vor, mit Paries oder Wand eine am Horizont gelegene dichte Wolkenbank zu bezeichnen. Man hat später vielfach die Benennung der Wolkenformen erweitert und einheitlich zu gestalten gesucht, insbesondere waren Cl. Ley, H. H. Hildebrandsson, R. Abercromby, W. Köppen, G. Neumayer, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort u. a. in diesem Sinne tätig, und als ein wesentliches Ergebnis dieser Bestrebungen kann der auf Veranlassung des Internationalen Meteorologischen Komitees (Sitzungen 1891 in München und August 1894 in Upsala, sowie Internationale Meteorologische Direktorenkonferenz 1905 in Innsbruck) von

Hildebrandsson, Riggenbach und Teisserenc de Bort (200) 1896 herausgegebene Internationale Wolkenatlas angesehen werden, der in zweiter Auflage, bearbeitet von Hildebrandsson und Teisserenc de Bort, 1910 erschien. Um nämlich durch Zusammenwirken der meteorologischen Beobachter und Anstalten aller Länder die Formen und Bewegungen der Wolken studieren zu können und vergleichbares Beobachtungsmaterial zu erlangen, hielt man es für notwendig, daß bei allen Beobachtungen die nämlichen Bezeichnungen und Methoden gebraucht würden, und schuf ein System der Wolkenformen, welches durch Zeichnung und Beschreibung in dem genannten Atlas dargestellt ist und ein einheitliches Verfahren des Wolkenstudiums allgemein herbeiführen soll. Die folgenden Einzelheiten (man vergleiche auch die Abbildungen Taf. V und folgende) sind jenem Werke entnommen.

Einteilung der Wolkenformen.

a) Durchbrochene oder kugelförmige Wolkenbildungen (vorwiegend bei trockenem Wetter).

b) Ausgebreitete oder schleierförmige Bildungen (Wetter regnerisch).

A. Obere Wolken in mittlerer Höhe von 9000 m.

a) 1. Cirrus (Ci.). Vereinzelte zarte Wolken von faserigem Gewebe, in Form von Federn, im allgemeinen weiß; in den verschiedensten Formen erscheinend bald als vereinzelte Büschel, bald als Fäden, die sich strichförmig am blauen Himmel hinziehen oder sich fadenförmig verzweigen oder umbiegen und in Büscheln enden (Taf. V), manchmal Cirrus Uncinus genannt usw. Oft sind sie in Streifen angeordnet, die einen Teil des Himmels in Bögen größter Kreise durchsetzen und perspektivisch gegen einen oder auch zwei einander gegenüberliegende Punkte des Horizonts konvergieren (sogenannte Polarbanden, an denen indessen häufig Cirrocumulus- und Cirrostratuswolken beteiligt sind).

b) 2. Cirrostratus (Ci.-St.). Feiner weißlicher Schleier, bald gleichförmig ausgebreitet und dem ganzen Himmel ein weißliches Aussehen gebend (alsdann Cirronebula genannt), bald mit mehr oder minder deutlicher Struktur eines Filzes von Fäden (Taf. VI); gibt häufig Anlaß zu Halos (Ringen) um Sonne und Mond.

B. Mittelhohe Wolken, zwischen 3000 und 7000 m.

a) 3. Cirrocumulus (Ci.-Cu.), Schäfchenwolken. Kleine, zusammengeballte oder flockenförmige Massen, schattenlos oder mit sehr schwachen Schatten, angeordnet in Gruppen und oft in Reihen (Taf. VII).

b) 4. Altostratus (A.-St.). Dichter Schleier von grauer oder bläulicher Farbe, bald von einer kompakten, dunkelgrauen Masse faseriger Struktur gebildet, bald geringere Mächtigkeit zeigend und einem dichten

Cirrocumulus gleichend, durch den Sonne oder Mond undeutlich in trübem Licht wie durch mattes Glas erscheinen; zeigt in der Form alle Übergänge zu Cirrostratus, schwebt aber nach den angestellten Messungen nur halb so hoch.

c) 5. Altocumulus (A.-Cu.), grobe Schäfchenwolken. Dickere Ballen, weiß oder blaßgrau, mit schattigen Teilen, in Gruppen oder in Reihen geordnet und oft so zusammengedrängt, daß ihre Ränder sich berühren. Die einzelnen Ballen sind meist in der Mitte der Gruppe dicker und massiger und nähern sich dort dem Stratocumulus; ihre Mächtigkeit wechselt jedoch sehr und ist manchmal so gering, daß sie die Form feiner dünner Schichten von ziemlich großer Ausdehnung und fast ohne schattige Teile haben. Am Rande der Gruppe bilden sie gewöhnlich feinere Flocken (die sich den Cirrocumulus nähern). Oft erscheinen sie nach einer oder zwei Richtungen reihenförmig geordnet (Taf. VIII u. IX).

C. Untere Wolken, unterhalb 2000 m.

a) 6. Stratocumulus (St.-Cu.). Dicke Ballen oder dunkle Wolkenwülste, die häufig den ganzen Himmel bedecken, namentlich im Winter. Im allgemeinen haben sie das Aussehen einer in unregelmäßige Stücke zerteilten grauen Masse; die Ränder werden oft von kleineren Ballen gebildet und zeigen zuweilen Schäfchenform und Ähnlichkeit mit Altocumulus. Mitunter haben sie das charakteristische Aussehen von parallelen, dicht aneinander gereihten großen Wülsten dunkler Farbe, durch deren hellere Zwischenräume oft das Blau des Himmels scheint (Wulstcumulus; in England Rollcumulus genannt). Vom Nimbus unterscheidet sich diese Form durch ihr ballen- oder walzenförmiges Aussehen sowie auch darin, daß sie keinen Regen herbeizuführen pflegt (Taf. X u. XI).

b) 7. Nimbus (Nb.), Regenwolke. Eine dichte Schicht dunkler formloser Wolken mit zerfetzten Rändern (Taf. XII), aus der im allgemeinen andauernd Regen (Taf. XIII) oder Schnee fällt. Darüber und durch die Lücken sichtbar befindet sich fast immer eine Schicht Cirrostratus oder Altostratus. Zerreißt die Nimbusschicht in kleine Fetzen oder eilen unter dem breit ausgedehnten Nimbus sehr niedrig lose, kleine Wolken dahin, so heißen diese Fractonimbus („Scud“ der Seeleute, Taf. XIV).

D. Wolken aus den untertags aufsteigenden Strömen.

a) 8. Cumulus (Cu.), Haufenwolke, Gipfel 1800 m, Grundfläche 1400 m. Dicke Wolken, deren Gipfel die Form einer Kuppel hat und mit Ansätzen umsäumt ist, mit wagerechter Grundfläche; sie scheinen am Tage durch aufsteigende Bewegung zu entstehen und sind sehr regelmäßig zu beobachten. Der Sonne gegenüber leuchten die Flächen, welche sich dem Beobachter senkrecht darbieten, heller als der Rand.

Bei der gewöhnlichen seitlichen Belichtung sind diese Wolken von tiefen Schatten durchzogen, vor der Sonne erscheinen sie dunkel mit heller Umrahmung. Der eigentliche Cumulus ist oben und unten scharf begrenzt (Taf. XV). Man beobachtet aber auch dem Cumulus ähnliche Wolken, die durch heftige Winde zerrissen sind, und deren einzelne Teile dann ununterbrochen Veränderungen darbieten: Fractocumulus.

b) 9. Cumulonimbus (Cu.-Nb.), Gewitterwolken, Platzregenwolken, Gipfel 3000 bis 8000 m, Grundfläche 1400 m. Gewaltige Wolkenmassen, die sich in Form von Bergen, Türmen oder Ambossen erheben, im allgemeinen oben begleitet von einem Schleier oder Schirm aus faserigem Gewebe (falscher Cirrus) und unten von nimbusartigen Wolkenmassen. Aus der unteren Schicht gehen gewöhnlich lokale Regen- oder Schneeschauer nieder (zuweilen auch Hagel- oder Graupelschauer). Die oberen Ränder haben bald kompakte Cumulusform und bilden mächtige Köpfe, um welche zarte „falsche Cirren" schweben, bald fasern die Ränder selbst in cirrusartigen Fäden aus, letzteres namentlich bei „Frühjahrsböen". Die Front weit ausgedehnter Gewitterwolken bildet zuweilen einen großen Bogen über einem Teil des gleichmäßig helleren Himmels (Taf. XVI, XVII, XVIII).

E. Gehobene Nebel. Unter 1000 m.

10. Stratus (St.). Gleichförmige Wolkenschicht, ähnlich einem Nebel, der jedoch nicht auf dem Erdboden aufliegt. Wenn diese Schicht, die stets sehr niedrig schwebt, durch Wind oder durch die Berggipfel in unregelmäßige Fetzen zerrissen wird, kann man sie mit dem Namen Fractostratus (Fr.-St.) bezeichnen.

Den vorstehenden, international vereinbarten Bezeichnungen seien noch einige weitere Einzelheiten über das Auftreten der Wolkenformen hinzugefügt.

Süring (201) hatte Gelegenheit, vom Luftballon aus die Bildung von Cumuluswolken zu beobachten, und unterscheidet danach zwei verschiedene Arten: den ruhigen, durch Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der unteren Luftschichten bedingten, an die warme Jahres- und Tageszeit gebundenen Wärmecumulus, und den dynamischen oder Wirbelcumulus, welcher sich unabhängig von den am Erdboden herrschenden Witterungsverhältnissen zu allen Tageszeiten in der Höhe als Folge aufsteigender Bewegung bilden kann. Eine solche Wolkenbildung von überwältigender Großartigkeit wurde am 3. Oktober 1899 oberhalb 1200 m beobachtet: „Horizontal scheinbar unbeweglich quollen die Wolken gewaltig in die Höhe, kleinere Massen wichen vor größeren aus und stiegen nun auf Seitenarmen in wirbelförmigen Säulen in die Höhe; andere Wolkenteilchen lösten sich vom Hauptstamm ab, sanken aber bald als zierlich gewundene Schläuche abwärts und hatten sich bald aufgelöst. Einzelne Teilchen aber, die bis zu 2000 m hinaufgelangt

waren, breiteten sich zu einem blendend weißen Schirm aus, dessen feines gestreiftes Gefüge in grellem Gegensatz stand zu den dicken, traubenförmig aufquellenden Massen. Je länger man dieses ungestörte, an immer neuen Wolken sich wiederholende Schauspiel ansah, desto unglaublicher mußte es erscheinen, daß sich dasselbe nicht etwa in ruhiger Luft, sondern bei einer horizontalen Windgeschwindigkeit von etwa 18 m in der Sekunde entwickelte, während die vertikale Geschwindigkeit höchstens 2 m betragen haben wird."

Beim Emporsteigen eines Luftstromes macht sich die Reibung vorzugsweise am Rande bemerkbar, so daß also die rascheste Aufwärtsbewegung in der Mitte stattfindet und nach außen hin die Geschwindigkeit abnimmt. Dadurch kann es geschehen, daß die innen emporgestiegene Luft sich in der Höhe nach außen hin ausbreitet und dem Ganzen pilzförmige Gestalt gibt; bei weiterer Dauer der Bewegung kann der Rand des Pilzhutes in einen Wirbelring verwandelt werden, dessen Drehung um eine kreisförmige Achse geschieht. Zugleich kann durch seitlichen exzentrischen Luftzufluß oder durch die von der Erddrehung herrührende Ablenkung der Zuflußbahnen eine Drehung um die senkrechte Mittelachse zustande kommen. Alle diese Einzelheiten sind im kleinen leicht nachzuahmen, wenn man nach Vettins (202) Vorschlag in einen gegen Luftzug geschützten, drehbaren Glaskasten etwas Tabakrauch bringt und durch Erwärmen einer Stelle des Bodens einen aufsteigenden Luftstrom hervorruft. Ähnliche Versuche mit Anwendung von Flüssigkeiten schildern Mack (203) und Kötschau (204). Der erstere führt außerdem eine Reihe von Beobachtungen (205) an, bei welchen in den Wolken sowohl die Pilzform wie auch der Wirbelring sichtbar waren, und deutet den Ring als entstanden aus dem Pilz bei Aufhören des von unten kommenden Nachschubes. Auch zylinder- und turmförmige Wolken werden dabei geschildert.

Die in der Atmosphäre so oft vorhandene Schichtung verschieden schwerer Luftmassen und ihre Einwirkung auf den emporsteigenden Strom ahmte Czermak (206) dadurch nach, daß er reines Wasser über einer Kochsalzlösung anbrachte, und dann von unten her gefärbtes Wasser in das Gefäß eintreten ließ. Der aufsteigende Strom breitete sich in der Grenzschicht zur Pilzform aus und erwies sich als treue Nachahmung der folgenden Schilderung, welche auf Grund eigener Wolkenbeobachtungen de Quervain (207) vom Entstehen und Wachsen solcher Gebilde gibt. In einer gewissen Höhe, die oft durch gleichzeitiges Auftreten von Altocumuluswolken gekennzeichnet ist oder auch etwas tiefer als diese liegt, hört die aufsteigende Bewegung eines entstehenden Cumulus auf und der Gipfel der Wolke läuft in einem großen flachen Kuchen auseinander, entweder allseitig oder, was häufiger ist, nach einer Seite. An der Unterfläche dieses Wolkenkuchens zeigen sich charakteristische Wülste, Kerben und Rippen, während der vertikale untere Teil, gewissermaßen der Stumpf, zuerst noch als Verdickung bemerkbar ist und dann langsam

verschwindet. Wenn in einer Gegend gleichzeitig viele Cumuli diese Entwickelung durchmachen, kann man die oberen flachen Teile zusammenlaufen sehen, wobei sie sich, falls dort schon eine Altocumulusschicht vorhanden war, mit dieser vermischen. Auch ohne solche sichtbare Schicht wird man zur Deutung des Vorganges annehmen müssen, daß in jener Höhe, wo das Emporsteigen aufhörte, die Grenze liegt, über welcher eine leichtere Luftmasse sich befindet und das Weitersteigen der aufstrebenden Luftmassen hindert.

Wenn aber der entstehende Cumulus eine solche Steigekraft hat, daß er die Grenze durchbricht, so sieht man seinen Kopf von unten in die etwa vorhandene Altocumulusschicht hinein- und oben aus ihr herauswachsen. Sehr viel häufiger enthält indessen diese Grenzschicht keine sichtbaren Wolken mehr, denn jeder aufsteigende Cumulus erzeugt in seiner Umgebung einen absteigenden Strom, der die Wolken verschwinden läßt; zugleich hebt er aber die über ihm befindliche Luft empor, und wenn sie ausreichende Feuchtigkeit enthält, so erscheint über dem Cumulusgipfel und oft noch völlig von ihm getrennt ein feines



Fig. 18. Wolkenbildung.

weißes Wölkchen mit haarfeinen Konturen. Zunächst noch ganz klein und horizontal, gleich einem feinen Strich erscheinend, wird es schnell breiter, auch etwas dicker, die Ränder biegen sich leicht abwärts, und der Cumuluskopf, dessen massige grobe Formen für einige Augenblicke von dem seidenglänzenden, glatten Schleierhut verhüllt werden, bricht mit seiner unveränderten Form oben durch die Kappe und steigt noch weit empor. Der Schleier aber erhält sich noch längere Zeit in einzelnen weiß glänzenden Fetzen und sinkt scheinbar an den Flanken des Cumulus herab, wahrscheinlich nicht in Wirklichkeit, sondern nur scheinbar im Gegensatz zu dem aufwärts gleitenden Cumuluskopf. In Fig. 18 ist dieser Vorgang nach de Quervain dargestellt, welcher auf solche Bewegungen einen Teil (nämlich die in nicht mehr als etwa 4000 m Höhe vorkommenden Fälle) der sogenannten falschen Cirren zurückführt, ihnen aber die Möglichkeit abspricht, daß die Wolkenkappe Hagel enthalten könnte. Immerhin gehört hierher das Auftreten eines ähnlich geformten Gebildes, welches in Verbindung mit Hagel auftrat und von Baurat Streit (208) am 27. April 1895 in Venedig beobachtet wurde. Die Zeichnung dieses Wolkenturmes (s. Taf. XIX) dürfte um so eher der Wirklichkeit entsprechen, als der Verfasser nicht Meteorologe und also von vorgefaßten

Meinungen frei, andererseits aber durch seinen Beruf an richtiges Sehen und Zeichnen gewöhnt war. Die Erscheinung begann etwa um 5 Uhr nachmittags mit dem Aufsteigen einer flachen zylindrischen Wolke aus der im Nordosten liegenden Wolkenbank; nach etwa 5 Minuten erhob sich über der ersten eine zweite Scheibe von gleicher Gestalt und geringerem Durchmesser, und bald lösten sich von den oberen Rändern beider Scheiben Streukegel ab, die wie leicht parabolisch gewölbte Schirme von deutlich strahlenförmiger Textur sich zu den tief lagernden Haufenwolken herabsenkten. Inzwischen erhob sich der Wolkenturm immer weiter, aus der Mitte seiner oberen Scheibe stieg eine kuppenförmige Erhebung rasch wachsend empor, und neben dieser erschienen nach 10 Minuten noch zwei hornartige Wolken von grauer Färbung. Die schirmförmigen Schleier glitzerten an der Sonnenseite, waren vor der blendend weißen Wolkenfläche unsichtbar und erschienen im Schatten der Turmwolke leicht grau gefärbt. Sie waren ganz dünn und wurden scheinbar durch die oberen Ränder der rotierenden Turmwolken ausgeschleudert. Um $8^1/_2$ Uhr abends fielen schwere Regentropfen, und gleich darauf entlud sich unter Gewitter ein furchtbarer Hagelschauer, dessen Schloßen von Erbsen- bis Haselnußgröße so massenhaft fielen, daß noch am folgenden Morgen Reste im Freien zu finden waren.

Eine ähnliche Erscheinung beobachtete Kassner (209) während eines Gewitters am 13. Juli 1901 in Berlin. Aus einem garbenförmigen, scheinbar aus feinen Fäden bestehenden Wolkengebilde stieg zunächst eine Kuppe empor, darauf erschien plötzlich wie hingehaucht ein leichter Schleier in geringer Entfernung über ihr und deutlich von ihr getrennt. Sobald der Wolkenkopf den Schleier erreicht hatte und ihn zu durchdringen begann, schossen ganz momentan strahlenförmig weiße Fäden am Rande des Schleiers, der etwas dichter geworden zu sein schien, hervor. Das wiederholte sich, bis der Turm aus vier Teilen aufgebaut war und hinter einer anderen Wolke verschwand. Der ganze Vorgang dauerte etwa $3^1/_2$ bis 4 Minuten. Am Abend des gleichen Tages wurde bei einem nochmaligen Gewitter wiederum ein Wolkenturm beobachtet.

Groneman (210) schildert bei Beschreibung eines Gewitters gleichfalls das Aufquellen des Cumulus gegen eine darüber schwebende dünne Stratusschicht mit den Worten: „Der Stratus liegt wie eine wollene Decke auf dem buckeligen Cumuluskopf, dessen kleinere Erhebungen sich mehr und mehr durch die Decke hin accentuieren, und schließlich ist der Stratus einverleibt.“

Für solche Vorgänge gibt Mack (205) die folgende Erklärung: Wenn über dem ansteigenden Cumuluskopf eine dünne horizontale Wolkenschicht aus Wassertröpfchen oder Eisnadeln vorhanden war oder sich beim Emporquellen bildet, so wird sie in der Mitte gehoben und in einen immer dünner werdenden Schleier mit Ausbauchung nach oben verwandelt. Hierbei sowie durch das radiale Abfließen des aufsteigenden Wolkenkopfes entsteht eine gleichfalls radiale Bewegung, und indem die

Wasser- oder Eisteilchen des Schleiers in einer rasch bewegten dünnen Schicht fortgeführt werden, vielleicht auch teilweise zusammenfließen oder zusammenfrieren, kommt das mehrfach beobachtete Hellerwerden des äußeren Randes zustande.

Eine andere, gleichfalls mit der Gewitterbildung in naher Beziehung stehende Wolkenform schildert Cl. Ley (211), nämlich Schichtwolken, aus deren oberen Flächen zahlreiche Erhöhungen und Türmchen entspringen. Sie pflegen nicht unter 4000 m Höhe vorzukommen und können in England als sicheres Anzeichen für ein bevorstehendes Gewitter gelten. Auch de Quervain (207) hat diese Form, welche er Altocumulus castellatus nennt und deren Entstehung er mit derjenigen der Wirbelcumuli (S. 80) vergleicht, als Vorboten des Gewitters erkannt. Ihre Bildung konnte in zwei Fällen auf Grund der Angaben von Züricher Registrierballons genauer verfolgt werden. Beidemal lag über dem Boden eine Schicht von 1000 bis 1500 m Mächtigkeit mit ganz geringer Temperaturabnahme, so daß also von hier und überhaupt vom Boden ein irgend erhebliches Aufsteigen der Luft nicht ausgehen konnte. Darüber lag eine etwa 2000 m mächtige Schicht mit sehr starker Temperaturabnahme und hoher relativer Feuchtigkeit, die nach oben hin fast 100 Proz. erreichte, worauf plötzlich eine trockene und fast isotherme Schicht begann. An dieser Grenze, deren starkes Temperaturgefälle der Bildung aufsteigender Ströme und dem Eintreten von Gewitter recht günstig war, bildeten sich die Türmchen der beschriebenen Wolkenform.

Erwähnt sei ferner eine Bemerkung von Cl. Ley (211), dahin gehend, daß die Schichtwolken hauptsächlich nachts und im Winter, die Haufenwolken häufiger am Tage und im Sommer auftreten, ferner erstere mehr über dem Meere, letztere über dem Lande. Inseln geben in der warmen Jahreszeit, wo das Meer kühler als das Land ist, Anlaß zur Bildung aufsteigender Luftströmung und pflegen deshalb über sich eine Haufenwolke zu haben. Sogar die Lage eines mit seichtem Wasser bedeckten Riffes im Meere soll durch einzelne darüber stehende Haufenwolken bezeichnet werden.

Wie groß der Einfluß des Bodens auf die Wolkenbildung sein kann, ergibt eine zuerst von Erk (212) mitgeteilte Beobachtung. Gelegentlich zweier Ballonfahrten am 31. Oktober und 14. November 1896 schwebten die Luftfahrer über einer niedrigen und weit ausgespannten Wolkendecke und konnten deren obere Grenzfläche betrachten. Dabei sah man die unten befindlichen Flußläufe mit allen ihren Krümmungen als leichte Täler in der oberen Wolkenfläche deutlich abgezeichnet. Bei späteren Fahrten im Winter wurde das gleiche noch mehrmals gesehen. Die Wolkendecke lag dabei nicht am Boden, und es reichte die Wirkung des Flußlaufes mindestens bis zur Höhe von 600 bis 700 m hinauf.

Die gleiche Wahrnehmung machte auch von Bassus (213) bei einer Anzahl von Fahrten und konnte mehrmals durch photographische Aufnahmen die Erscheinung festlegen. Fig. 19 zeigt eine solche am

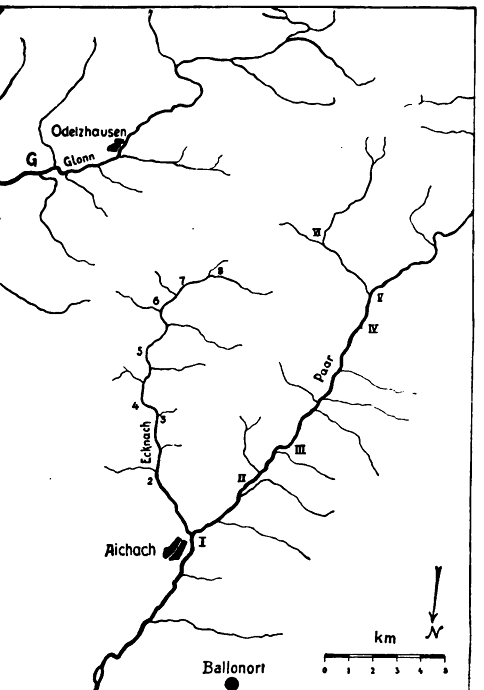


Fig. 19. Abbildung von Flußläufen in der Wolkendecke.

1. Okt. 1904 gewonnene Abbildung der Wolkendecke, in welcher als Vertiefungen die darunter befindlichen Flußläufe abgezeichnet sind; durch gleiche Nummern ist in dem daneben befindlichen Kärtchen auf die einzelnen Stellen hingewiesen. Auch bei dieser Fahrt reichte die Cumulusdecke, über welcher der Ballon schwebte, von etwa 600 bis zu 700 m über dem Boden. Ferner wird durch v. Bassus (214) berichtet, daß nach Angabe von Maurer der Beobachter an der 7 km nordöstlich von Schaffhausen in 650 m Seehöhe gelegenen meteorologischen Station Lohn bei gut beleuchteter und unterhalb des Beobachtungsortes liegender Stratuswolkendecke die beschriebene Erscheinung über dem Rheinfall wiederholt feststellen konnte. Auch von unten her wurde durch v. Bassus (215) eine völlig freie „Straße" in der Wolkendecke beobachtet, welche sich über dem im Schambachtal und in einer sonst völlig wasserlosen Gegend der Oberpfalz fließenden Bache hinzog. Für die warme Jahreszeit könnte man zur Erklärung an den Einfluß der kälteren Wasserfläche und den hieraus entstehenden abwärts gerichteten Luftstrom denken. Außerdem aber bezeichnet das Wasser die tiefsten Teile des Geländes, über welchen der Wind eine nach unten gerichtete Ausbiegung erfährt, und endlich wird durch die geringe Reibung an der glatten Wasserfläche die Windgeschwindigkeit vermehrt und ein verstärkter Luftabfluß bewirkt. Vielleicht können diese Umstände einen absteigenden Strom, der die Wolken aufzehrt, herbeiführen und demnach zur Deutung der merkwürdigen Erscheinung dienen.

Bemerkenswert ist ferner das häufige Auftreten von Wogenwolken. H. v. Helmholtz (216) hat nachgewiesen, daß namentlich in den tieferen Schichten der Atmosphäre Zustände eintreten können, bei denen Luftmassen von verschiedener Temperatur und Bewegung unmittelbar übereinander liegen. Die Grenzfläche ist meistens gegen den Äquator hin nach abwärts geneigt, kann aber auch anders gerichtet sein, und indem die untere Schicht durch geringeren Wärmegehalt oder geringere Umlaufsgeschwindigkeit (oder beides) eine größere Schwere hat, entstehen in der Grenzfläche, ebenso wie auf einer freien Wasserfläche, regelmäßig fortschreitende Wogen. Sehen kann man sie nur dann, wenn die Luft der unteren Schicht Wasserdampf genug enthält, um beim Emporsteigen in den Wellenbergen Nebel zu bilden, und es erscheinen in solchem Falle streifige, parallele Wolkenzüge, welche senkrecht zu ihrer Längsrichtung fortschreiten, entsprechend den Wellenrücken und aufgeschwellt durch die Steigkraft der bei der Kondensation frei gewordenen latenten Wärme. Nicht nur kleine Wellen dieser Art können sich bilden, sondern auch solche von mehreren Kilometern Wellenlänge (d. h. Abstand zwischen den Rücken), die, wenn sie in Höhe von einem oder mehreren Kilometern über dem Erdboden hinziehen, die unteren Luftschichten stark in Bewegung setzen und böiges Wetter erzeugen. Windstöße, oft von Regen begleitet, kehren dann nach ziemlich gleichen Zwischenzeiten und in ziemlich gleichem Verlaufe mehrmals des Tages

an demselben Orte wieder. Wie die Wasserwellen beim Anlaufen gegen ein seichtes Ufer branden, so haben diese atmosphärischen Wellen ein Ufer am Erdboden, wo die Schichten seicht auslaufen. Auch in den Wellenköpfen kann ein Branden durch allmähliche Steigerung des Windes entstehen, und die brandend verspritzenden Wogen bringen dann Mischung der Schichten hervor. Herrscht in der unteren Luftschicht Windstille, so wird unter den Wellenbergen eine Bewegung im Sinne des Fortschreitens der Wellen, unter den Tälern in entgegengesetzter Richtung stattfinden, und so weit als dieser Windwechsel nach unten hin bemerkbar ist, kann man gleichzeitige Schwankungen des Luftdruckes erwarten. Wirken mehrere Wellensysteme in der gleichen Fläche, so findet gegenseitiges Durchsetzen statt, entsprechend den bekannten Erscheinungen der Wasserwellen. Dies zeigt z. B. Taf. VIII und IX.

Bei den weiter unten erwähnten Potsdamer Wolkenmessungen wurden Wogenwolken zwischen 500 und 10400 m Höhe beobachtet, deren Wellenlängen zwischen 50 und 2040 m lagen; vorzugsweise kamen sie in der Höhenlage von 3000 bis 6000 m vor und hatten dort etwa 450 m Wellenlänge. Dabei betrug bis zu 2000 m Höhe die Wellenlänge durchschnittlich 218 m, von 2000 bis 8000 m zeigte sie kein regelmäßiges Anwachsen und war im Mittel gleich 456 m; über 9000 m Höhe waren die Wellen durchschnittlich 1016 m lang.

Vielleicht ist mit diesen Formen eine selten auftretende Wolkengestalt verwandt, die als Mammatocumulus bezeichnet wird und aus einer dichten Wolkenschicht besteht, von der halbkugelförmige, unten meist dunkel gerandete Klumpen, zuweilen mit gekräuselten Rändern, herabhängen. Nach Osthoff (217) bevorzugt diese Form den Sommer und die wärmste Tageszeit und pflegt schnell vorüberzugehen. Ob dabei eine Wogenbildung anzunehmen ist, kann bei der Seltenheit des Vorganges noch nicht beurteilt werden.

Über Entstehung und Form der Cirruswolken hat man vielerlei Aufschluß durch die photographischen Aufnahmen gewonnen, welche in Potsdam durch den Sprungschen Wolkenautomaten stattfanden. An zwei um 1470 m auseinanderliegenden Stellen werden Aufnahmeapparate senkrecht gegen den Himmel gerichtet und derartig gleichzeitig geöffnet, daß man Abbildungen der gerade vorhandenen Wolken, gesehen von den beiden Stellen aus, erhält und aus den Unterschieden beider Bilder die Wolkenhöhe berechnen kann. Wenn es gelingt, die entsprechenden Punkte beider Platten noch bis auf 0,1 mm genau auszumessen, kann daraus die Höhe einer in 9 bis 10 km Abstand darüber befindlichen Wolke noch auf etwa 30 m genau berechnet werden. Auf Grund solcher, seit 1908 regelmäßig bearbeiteter Aufnahmen berichtet Süring (218), daß die Cirren hauptsächlich zwei Grundformen aufweisen: eine größere horizontale Schicht, häufig mit wellenartiger Struktur, aus welcher Fäden schräg auf- oder abwärts gehen, und Fäden, die sich zu einer gleichförmigen Schicht zusammenschließen. Ihre Entstehung

scheint derjenigen der vorher geschilderten Wogenwolken zu gleichen; die Wogenform erhält sich aber nicht lange, weil die Luftschichten, an deren Grenzfläche die Wogen und Wolken entstehen, meist sehr verschiedene Geschwindigkeiten haben und die Wolken leicht auseinanderreißen. Häufig gelangen auch die Cirrusstreifen von einer Schicht in die andere und werden dabei verbogen oder nochmals zu Flocken oder Ballen mit neuen Streifen ausgezogen. Nach Beobachtungen von Gockel (219) kann man die Entstehung von Cirruswolken schon bis zur Dauer einer Stunde vor dem Auftreten sichtbarer Gebilde an der starken Abnahme der ultravioletten Strahlungsintensität erkennen, wenn man sich z. B. des Meßapparates von Elster und Geitel für die photometrische Bestimmung bedient.

Von besonderer Wichtigkeit für unsere Kenntnis der Luftbewegung ist die Beobachtung des Wolkenzuges, weil hierdurch die Ortsveränderung der oberen Luftmassen erkannt werden kann. Oftmals, namentlich bei kräftig entwickelten und nicht zu hoch schwebenden Haufenwolken, genügt schon die Betrachtung der Wolkenform, um die Windrichtung zu erkennen. Da nämlich der Wind am Boden durch Reibung an voller Kraftentfaltung gehindert wird, so pflegt die Windgeschwindigkeit nach oben hin zu wachsen, und wenn eine Wolke der erwähnten Art mit dem Winde fortschreitet, so hat ihr Oberteil eine größere Geschwindigkeit und ragt über den Wolkenfuß in der Windrichtung hinaus. Anderenfalls kann man die Bewegungsrichtung der Wolken erkennen, indem man über irgend einen unbeweglichen Gegenstand (Baum, Dach) hin nach der Wolke blickt und den Kopf dabei durch Anlehnen gegen eigene Bewegung schützt, oder indem man über zwei feste Punkte (Bläschen in den Scheiben eines Doppelfensters) in unveränderlicher Richtung nach der Wolke visiert. Dem gleichen Zweck dient auch der Wolkenspiegel. (Fig. 21, S. 92.)

Um aber die in der beobachteten Wolkenregion herrschende Luftbewegung vollständig zu kennen, muß man außer der Zugrichtung auch die Geschwindigkeit und die Höhe der Wolke messen. Man bestimmt zunächst die scheinbare Geschwindigkeit durch Messen der Zeit, in welcher das auf der matten Scheibe einer Camera obscura aufgefangene Bild der Wolke einen gewissen Weg auf dieser Scheibe zurücklegt [Vettin (220)], oder in welcher die Wolke selbst den Durchmesser eines über dem Beobachter angebrachten horizontalen Drahtkreises zu durchlaufen scheint [Ekholm (221)], und berechnet daraus die wirkliche Geschwindigkeit mit Hilfe der außerdem ermittelten Höhe. Diese kann ein einzelner Beobachter bei niedrigen Wolken aus der gleichzeitig gemessenen Geschwindigkeit des auf dem Boden dahingleitenden Wolkenschattens herleiten. Vettin (220) hatte für solche Bestimmungen die von seinem Fenster aus sichtbare Fläche derartig ausgemessen, daß er die Geschwindigkeit der darüber hinziehenden Wolkenschatten unter gleichzeitiger Beobachtung der Uhr messend verfolgen konnte. Für höhere

Wolken, namentlich Federwolken, benutzte er zur Höhenberechnung die Zeit, in welcher die Wolke zuerst vor Sonnenaufgang oder zuletzt nach Sonnenuntergang noch beschienen war. Wo zwei Beobachter für die Höhenmessung verfügbar sind, bedient man sich der trigonometrischen Bestimmung aus zwei in bekannter Entfernung voneinander liegenden Punkten oder auch der gleichzeitigen photographischen Aufnahme an zwei solchen Punkten, wie es vorher gelegentlich der Potsdamer Wolkenmessungen beschrieben wurde. Doležal (222) empfiehlt, die Wolke zusammen mit ihrem in einer ruhigen Wasserfläche erscheinenden Spiegelbild zu photographieren und aus dieser Aufnahme die Wolkenhöhe zu berechnen. Ein für nächtliche Beobachtungen verwendbares Verfahren erprobte Rheden (223), indem er die Scheinwerferanlage des in Wien auf dem Schwarzenbergplatz ausgeführten Leuchtbrunnens benutzte. Die senkrecht nach aufwärts gesandten Lichtstrahlen wurden in der Höhe von Wolken und sonstigen Gebilden zurückgeworfen, und indem man von einem in bekannter Entfernung liegenden seitlichen Punkt die scheinbare Höhe der Lichterscheinung maß, konnte deren wirkliche Höhe leicht berechnet werden. Es gelang auf diese Art oftmals, lichtreflektierende Medien (aber nie Wolken) in mehr als 10 000 m Höhe nachzuweisen. Einmal konnte der Lichtstrahl bis 17 100 m verfolgt werden; die höchste gemessene Wolke war ein Cirrostratus in 8050 m Höhe vom 19. Juli 1908.

Einen ungefähren Anhalt für die Höhenregion einer Wolke bietet ihre Helligkeit. Denn da nach oben hin die Dichte der Luft und mehr noch diejenige des Wasserdampfes abnimmt, so wird auch die Dichte der Wolkengebilde in der Höhe geringer werden, und da die minder dichte Wolke mehr Licht hindurchläßt, muß in der Regel die höhere Wolke heller erscheinen, weil wir die Wolken nur im durchgelassenen, von jenseits darauffallenden Licht erblicken.

Für sämtliche Wolkenformen findet man in der warmen Jahreszeit merklich größere Höhen als in der kalten, weil mit steigender Temperatur die Kondensation der aufsteigenden Luft höher hinauf verlegt wird. Indessen zeigen die Beobachtungen, daß es gewisse Höhenlagen gibt, in denen die Wolken vorzugsweise entstehen. Nachdem dies bereits aus den von Vettin (224) angestellten Messungen zu entnehmen war, gewann man ein weit reicheres Erfahrungsmaterial, als in dem „internationalen Wolkenjahr 1896/97" auf Grund vorausgegangener Vereinbarung und nach gemeinsamem Plane von zahlreichen Stationen die Höhe, Richtung und Geschwindigkeit der verschiedenen Wolkenformen gemessen wurde. Auf Grund dieser Messungen gibt Süring (225) für Potsdam die folgenden Höhenlagen größter und geringster Wolkenhäufigkeit und -geschwindigkeit an:

Größte Wolkenhäufigkeit	1600	4400	6800	8800	10 000	m
Geringste Wolkenhäufigkeit . . .	4000	5200	7200	9600		m
Größte Wolkengeschwindigkeit . .	4000	6000	—	9200		m
Geringste Wolkengeschwindigkeit .	2000	4400	6800	—	10 000	m

Es treten also im allgemeinen große Häufigkeit und geringe Geschwindigkeit etwa in den gleichen Höhen auf. An einigen Stationen wurde noch eine sechste Schicht großer Häufigkeit in 12000 bis 13000 m Höhe beobachtet.

Die räumliche Verteilung der Bewölkung steht in sehr naher Beziehung zur Verteilung des Luftdruckes. Dem höheren Druck und den absteigenden Luftströmen entspricht geringere, dem niederen Druck und den aufsteigenden Strömen größere Wolkenmenge. Eine Reihe von Besonderheiten in der Wolkenverteilung beruht auch auf der Gestalt der Wasser- und der Landflächen. Im ganzen ist die Bewölkung auf den Meeren viel größer als über den Kontinenten. Durch Seewind, namentlich gegen eine hohe Küste wehend, wird die Bewölkung vermehrt, durch Landwind vermindert. Sie wächst durch Wind, der aus einer warmen in eine kalte Gegend weht. Die ganze Verteilung bewegt sich mit der Sonne in unserem Sommer gegen Norden, in unserem Winter gegen Süden hin. Außerdem führt in den mittleren Breiten Europas die winterliche Strahlung und Abkühlung bei Hochdruckwetter oftmals zur Bildung von Nebel und niederen Stratuswolken, und andererseits entsteht gleichfalls Nebel im Sommer höherer Breiten über teilweise mit Eis bedeckten Meeren. Diese Verhältnisse führen nach Woeikoff (226) zu der folgenden, nur in den Hauptzügen angebbaren Verteilung der Bewölkung nach Breitengraden. Auf der nördlichen Halbkugel liegt ein äquatoriales Maximum der Bewölkung etwa zwischen 0 und 10° Breite, im Sommer nördlicher, im Winter südlicher; eine Passat- und Wüstenzone mit kleiner Bewölkung reicht von etwa 20 bis 35° und liegt gleichfalls im Sommer nördlicher, im Winter südlicher; darauf folgt gegen Norden Zunahme der Bewölkung mit einem Maximum, das im Winter bei 60 bis 70°, im Sommer in den höchsten erreichten Breitengraden liegt, und Abnahme gegen den Nordpol, beginnend im Jahresmittel etwa bei 70 bis 75°. Auf der Südhalbkugel nimmt die Bewölkung vom Äquator bis zu einem in 20 bis 30° Südbreite gelegenen Minimum ab, dann südwärts wieder zu bis etwa 60° im Winter und 70° im Sommer, und von da zum Pol wieder ab.

Der tägliche Gang der Bewölkung hängt von der Temperatur in doppelter Weise ab. Das Temperaturminimum am Morgen bewirkt, weil dann die relative Feuchtigkeit eine hohe ist, die reichliche Bildung von Nebel und Schichtwolken in den Morgenstunden. Andererseits erzeugt das Temperaturmaximum einen aufsteigenden Luftstrom und führt bald nach Mittag zur Entstehung von Haufenwolken. Ersteres tritt vorzugsweise an der Küste (bei hohem Dampfdruck) und im Winter ein, letzteres eher im Binnenlande und im Sommer (mit starker Temperaturschwankung). Wir sehen also je nach der Lage des einzelnen Ortes Maxima der Bewölkung am Morgen oder Nachmittag, zuweilen auch beides eintreten, Minima meist am Abend. Liznar (227) unterscheidet viererlei Typen für den täglichen Gang der Bewölkung: Maximum mittags, Minimum

abends (z. B. Madrid); Maximum morgens, Minimum mittags (z. B. Los Angeles); je zwei Extreme, Hauptmaximum morgens, Hauptminimum abends (z. B. Wien im Winter und Herbst, Tiflis und Washington im Winter, Bombay, Melbourne); je zwei Extreme, Hauptmaximum mittags, Hauptminimum abends (z. B. Wien im Frühling und Sommer, Tiflis im Frühling, Washington im Frühling, Sommer und Herbst, Zi-ka-wei im Frühling). Als Beispiel diene der in Fig. 20 nach Meissner (228) wiedergegebene tägliche Gang der Bewölkung in Potsdam aus zweistündlich ausgeführten Beobachtungen der Jahre 1894 bis 1900.

Der jährliche Gang der Bewölkung steht in enger Beziehung mit der Bewegung der barometrischen Maxima und Minima, so daß die Jahreszeiten an verschiedenen Orten mannigfache verschiedene Bewölkungsverhältnisse bringen. In Europa sind die Wintermonate die wolkenreichsten, die Sommermonate haben mehr klaren Himmel.

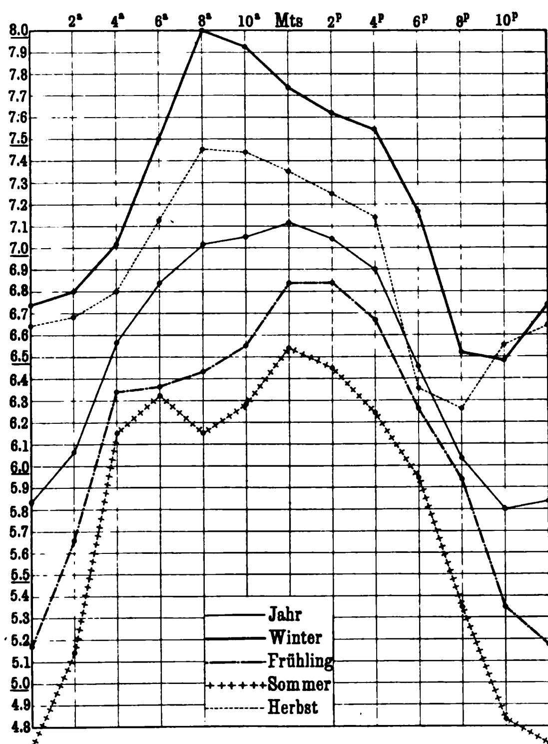


Fig. 20. Täglicher Gang der Bewölkung in Potsdam.

Die Höhe der einzelnen Wolkenformen hängt nach Sürings (225) Potsdamer Beobachtungen derartig mit dem Zustande der untersten Luftschicht zusammen, daß die Wolke um so höher schwebt, je höher am Boden die Temperatur (nur für die ganz niedrigen Wolken trifft dies nicht zu) und je niedriger ebenda die relative Feuchtigkeit ist. Eine Beziehung der Wolkenhöhe zur Luftdruckverteilung war dabei nicht erkennbar.

Von Apparaten, die zur Beobachtung der Wolken dienen, sei zunächst der Wolkenspiegel erwähnt, ein in Felder eingeteilter Spiegel (Fig. 21, a. f. S.), der horizontal liegend das Bild des Himmels wiedergibt

und die jeweilige Wolkenbewegung gegen die auf dem Spiegel befindlichen Linien deutlich erkennen läßt. Ferner bedient man sich zur Feststellung der Sonnenscheindauer eines einfachen Registrierapparates, des Sonnenscheinautographen von Campbell-Stokes. In einer viel benutzten Form dieses Instrumentes (Fig. 22) ist eine klare Glaskugel frei aufgestellt, welche wie ein Brennglas die Sonnenstrahlen sammelt und ein Zeichen in einen hinter der Kugel angebrachten Papierstreifen einbrennt, wenn die Sonne hell genug scheint. Da der Papierstreifen eine Stundeneinteilung trägt, kann man nachher leicht feststellen, wann und wie lange die Sonne auf den Apparat geschienen hat. Freilich muß dabei mit den großen Verschiedenheiten der einzelnen Apparate gerechnet werden. Die Glassorte der Kugel, die Beschaffenheit des Papieres, dessen Lage in größerer oder geringer



Fig. 21. Wolkenspiegel.


Fig. 22. Sonnenscheinautograph nach Campbell-Stokes.

Nähe der wärmeleitenden Metallteile sind von erheblichem Einfluß auf die Angaben des Apparates. Außerdem pflegt die Brandspur stets größer zu sein, als der tatsächlichen Sonnenwirkung entspricht, so daß eine minutenlange Beschattung kaum erkennbar ist [Maurer (229)].

Gerade dieser Übelstand tritt um so merkbarer hervor, je besser die Kugel brennt, und man darf streng genommen die Angaben verschiedener Instrumente nicht miteinander vergleichen. Indessen hat der geschilderte Apparat, vermutlich wegen seiner bequemen Handhabung, weitere Verbreitung gefunden, als der in mancher Hinsicht günstigere Apparat von Jordan, bei dem die Registrierung auf photographischem Wege stattfindet. Den Übelstand der zu großen Brandspur versteht neuerdings Maurer (229) zu bekämpfen, indem er durch ein Uhrwerk eine Brennlinse dem Sonnenlauf folgen läßt, so daß die Brennspur an derselben Stelle verbleibt, während ein zweites Uhrwerk eine den Papierstreifen tragende Trommel mit der erforderlichen Geschwindigkeit dreht und dadurch der Brennspur die richtige Wirkungsdauer und Ausdehnung gibt. Zur Aufzeichnung der nächtlichen Bewölkung kann der „Pole Star Recorder“ von Pickering (230) dienen; er besteht aus einer photographischen Kamera in solcher Stellung, daß die optische Achse der Objektivlinse von etwa 1 m Brennweite der Erdachse parallel gestellt und die Linse also gegen den Polarstern gerichtet wird, dessen Bild auf der Platte erscheint und eine Bahn beschreibt, die einen Teil eines Kreises von etwa 2 cm Radius bildet. Eine Weckuhr öffnet die Kamera bei beginnender Dunkelheit und schließt sie bei Tagesanbruch. Wolken vor dem Stern unterbrechen seine Spur auf der Platte, und die entstandenen Lücken geben ein Maß für die Bewölkung.

Vergleicht man die so erhaltene Sonnenscheindauer mit der Tageslänge (wirkliche mit möglichen Sonnenstunden), so erhält man eine Zahl, die zwar eigentlich nur angibt, in welchem Bruchteil der Tagesstunden die Sonne unverhüllt war, die aber mit den Schätzungen der ganzen Wolkendecke recht gut übereinstimmt. Bei Pflanzen, für deren Entwickelung der Sonnenschein besonders wichtig ist (Wein, Obst, Rüben usw.), kann aus den Angaben des Sonnenscheinautographen mancher wichtige Schluß über das Gedeihen sowie über die Möglichkeit des Anbaues gezogen werden. Man drückt demnach die Sonnenscheindauer entweder in Stunden aus oder auch in Prozenten der möglichen Dauer, d. h. der Tageslänge. In Europa liegen die Jahressummen dieser Werte nach Hann (231) etwa zwischen 1150 Stunden (26 Proz.) im nördlichen Schottland und 2900 Stunden (66 Proz.) in Madrid. Einige andere Mittelwerte der im Jahre stattfindenden Sonnenscheindauer sind nach der gleichen Quelle für die britischen Inseln 30 Proz., Deutschland 38, Italien 52, Batavia 54, Kimberley 74 Proz., ferner nach Westman (232) für Stockholm 1620 Stunden und 36 Proz., nach Moureaux (233) für Paris 1745,1 Stunden und 37 Proz., nach Johansson (234) für Helsingfors 1574 Stunden und 39,8 Proz., nach Doberck (235) für Hongkong 1919,4 Stunden und 46,8 Proz. Die großen Städte haben infolge der starken Rauch- und Nebelbildung erheblich weniger Sonnenschein. Hamburg z. B. hatte nach Grühn (236) im Jahre 1898 1026,3 Sonnenscheinstunden (22,9 Proz.), während in Meldorf bei ganz ähnlicher

geographischer Lage im gleichen Jahre 1332,8 Stunden (29,8 Proz.) beobachtet wurden. Im jährlichen Gang zeigt die Sonnenscheindauer entsprechende (nämlich umgekehrte) Änderungen, wie die Bewölkung; doch haben die hochgelegenen Orte, welche sich oberhalb des niedrigen Wintergewölks befinden, demgemäß eine verhältnismäßig größere Zahl von Sonnenscheinstunden im Winter. So zeigt eine von Neumann (237) ausgeführte Vergleichung der Sonnenscheindauer des Brockens mit derjenigen von Schlanstedt, Helmstedt und Harzgerode sowie der Schneekoppe mit Breslau und Niesky, daß die Berge in den Monaten November bis Januar einen größeren Prozentsatz an Sonnenschein aufzuweisen haben, als die Ebene, während diese wiederum von Mai bis September wesentlich bevorzugt ist. Ausführlich zeigen dies die folgenden Zahlen, welche für Potsdam von Marten (238) aus den Messungen von 1893 bis 1902, für die Schweizer Orte von Maurer (229) aus Beobachtungen von 1886 bis 1910 berechnet wurden:

	Monatssummen des Sonnenscheins in Stunden				Wirkliche Sonnenscheindauer in Prozenten der möglichen			
	Potsdam	Zürich	Davos	Lugano	Potsdam	Zürich	Davos	Lugano
Jan. . .	*51,1*	49	101	113	*19,9*	20	55	57
Febr. . .	70,0	81	106	148	25,2	31	53	59
März . .	102,0	130	152	183	27,6	38	53	54
April . .	162,9	160	158	181	38,9	42	49	49
Mai . . .	218,1	202	178	217	44,7	46	*48*	52
Juni . .	**245,7**	216	178	247	**49,0**	49	49	59
Juli . . .	221,4	**244**	204	**290**	44,1	54	54	68
Aug. . .	215,1	235	**209**	275	47,7	**56**	**59**	**69**
Sept. . .	149,4	162	172	203	39,5	46	57	59
Okt. . .	92,7	107	139	146	28,4	35	58	49
Nov. . .	68,3	48	101	*108*	26,0	19	54	*46*
Dez. . .	53,1	*37*	*88*	113	22,5	*16*	52	52
Jahr . .	1649,8	1671	1786	2244	34,4	38	53	56

Der tägliche Gang hat in Mitteleuropa ein Maximum, welches im Jahresdurchschnitt auf etwa 1 Uhr mittags, im Winter gleichfalls auf 1 bis 2 Uhr nachmittags fällt; im Sommer erzeugt der zur wärmsten Tageszeit entstehende aufsteigende Strom Trübungen, so daß das Maximum alsdann etwas früher auftritt, zuweilen ein sekundäres Maximum am Nachmittag.

Entnimmt man aus den Aufzeichnungen des Sonnenscheines die Zahl der sonnenlosen Tage, so fällt deren Mehrzahl auf den Winter; ihre Jahressumme beträgt nach Hann (231) in Pawlowsk 111, Kiel 106, Hamburg 109, Rostock 92, Brüssel 64, Bremen 74, Magdeburg 77 (ebenso Potsdam), Kassel 84, Chemnitz 58, Wien 77, Zürich 78, Klagenfurt 86, Pola 38, Kimberley (Südafrika) 5; dagegen auf Bergen: Sonn-

blick 135, Ben Nevis (Schottland) 188. Für Deutschland fand Kremser (239), daß die Häufigkeit der sonnenlosen Tage von Ost nach West und von Nord nach Süd zunimmt.

Im Anschluß hieran seien noch einige optische Erscheinungen, die in der Atmosphäre auftreten, erwähnt. Was zunächst die Durchsichtigkeit der Luft betrifft, so kann sie durch mechanische oder durch optische Trübung verringert werden. Die erstere wird durch Staub, Dunst und Nebel erzeugt und wirkt störend auf die Fernsicht nicht nur vermöge der verringerten Durchlässigkeit der Luft, sondern auch darum, weil diese mechanischen Trübungen einen Teil der auf sie fallenden Lichtstrahlen zurückwerfen und das Auge blenden, so daß es für die durchgelassenen Strahlen weniger empfänglich ist. Die optische Trübung ist der wechselnden Dichtigkeit zuzuschreiben, die in der Luft durch unregelmäßige Verteilung der Temperatur und der Feuchtigkeit entstehen kann und entsprechende Unregelmäßigkeiten in der Lichtbrechung hervorruft. Auch hier kann neben der Ablenkung solcher Strahlen, die nach dem Beobachter gerichtet sind, noch die Zurückwerfung der von seinem Platze ausgegangenen Strahlen an den Grenzflächen verschieden dichter Luftmassen auftreten und das Auge blenden. Lehrreiche Beispiele dieser optischen Trübung beobachtete Wilski (240) in der reinen Luft des Ägäischen Meeres. Einen täglichen Gang der Durchsichtigkeit entnahm Samec (241) aus Wiener Beobachtungen, indem zwischen 6 und 8 Uhr früh die geringste Durchsichtigkeit stattfand, während ihr größter Betrag um 2 Uhr, in den Wintermonaten aber erst am Abend eintrat. Hohe und steigende Werte von Druck und Temperatur, niedrige Beträge der relativen Feuchtigkeit, wenig Wolken und mittlere Windstärke sind mit größerer Klarheit verbunden, als das Gegenteil. In innigem Zusammenhange standen Regen und Durchsichtigkeit der Luft.

Hiermit in naher Beziehung steht diejenige Lichtbrechung, welche beim Übergang zwischen den verschieden dichten Schichten der Atmosphäre stattfindet. In der Regel sind die unteren Schichten die dichteren, und ein von einem höheren Gegenstande zu unserem Auge gelangender Lichtstrahl wird alsdann dem Einfallslote zugebrochen, d. h. er weicht von der geraden Linie nach unten hin ab und beschreibt einen gekrümmten Weg, dessen konkave Seite nach unten gerichtet ist. Unwillkürlich suchen wir den gesehenen Gegenstand in der Verlängerung derjenigen Richtung, welche der Strahl beim Eintritt in unser Auge hat, und sehen also den Gegenstand an höherer Stelle, als er sich wirklich befindet. Die atmosphärische Strahlenbrechung ist um so geringer, je steiler die Lichtstrahlen durch die Luftschichten gehen, und demnach ist der Fehler, um welchen uns die Höhe eines Gegenstandes über dem Horizont zu groß erscheint, um so beträchtlicher, je geringer diese Höhe ist. Hierauf ist es z. B. zurückzuführen, daß Sonne und Mond uns breiter als hoch erscheinen, namentlich bei niedrigem Stande.

Denn den oberen und den unteren Rand erblicken wir wegen der Strahlenbrechung beide zu hoch, besonders aber den unteren Rand, und darum wird, weil der untere Rand stärker als der obere nach aufwärts verschoben erscheint, die ganze Höhe des Gestirns scheinbar verringert. Diese Strahlenbrechung hängt natürlich in hohem Grade von der Verteilung der Temperatur, Feuchtigkeit usw. in den verschiedenen Luftschichten ab. Ihre Beziehungen zur Wetterlage begann neuerdings Maurer (159) zu studieren.

Durch ungewöhnliche Schichtung der Luft kann deren optische Dichte derartig angeordnet werden, daß Luftspiegelung (Kimmung, Fata morgana) zustande kommt, und zwar sowohl von oben wie von unten her. Wenn nämlich durch Temperaturumkehr eine warme und darum optisch dünne Luftschicht in Höhe von 100 bis 1000 m über dem Boden entsteht, begegnen die vom Boden schräg aufwärts gehenden Lichtstrahlen einer so raschen Abnahme der optischen Dichte, daß sie stark nach unten gekrümmt und dann durch Totalreflexion abwärts geleitet werden. Sie treffen dann das Auge des Beobachters schräg von oben kommend und erregen die Vorstellung, als befände ihr Ursprungsort sich in der Höhe. Die Luftspiegelung von unten her tritt nur ein, wenn die allerunterste, etwa 2 m starke Luftschicht so kräftig erwärmt ist, daß ein schräg abwärts gerichteter Lichtstrahl auf optisch dünnere Schichten trifft und durch Totalreflexion nach aufwärts gespiegelt wird, so daß es dem Beobachter scheint, als sei die Ausgangsstelle der Strahlung ihm näher und läge tiefer, als in Wirklichkeit. Die erstere Art der Luftspiegelung ist in Polargebieten vorzugsweise beobachtet worden, doch berichtet A. Wegener (242), daß gelegentlich der arktischen Danmarkexpedition 1906 bis 1908 auch die Spiegelung von unten her häufig gesehen sei, und führt sie auf das Freiwerden großer Wärmemengen an der Meeresoberfläche beim herbstlichen Gefrieren des Seewassers zurück.

Über dem Spiegel des Genfer Sees sieht man bei schönem ruhigem Wetter beide Erscheinungen [Forel (243)], weil vormittags die der Wasserfläche benachbarte Luft kälter als diese ist und von ihr erwärmt wird, also nach unten hin wärmer und optisch dünner wird, während nachmittags umgekehrt durch das kältere Wasser die Luft unten abgekühlt wird und die entgegengesetzten Lichtbrechungsverhältnisse auftreten. Wo beide Erscheinungen ineinander übergehen, kann eine merkwürdige Fata morgana eintreten.

Wie die Sonnenstrahlen sich in der Atmosphäre verhalten, wurde bereits oben (S. 17) erwähnt. Die blaue Himmelsfarbe konnten wir darauf zurückführen, daß vorzugsweise die blauen Lichtstrahlen in der Luft zerstreut und zurückgeworfen werden. Dies verschiedene Verhalten der verschiedenfarbigen Sonnenstrahlen wird im einzelnen noch vielfach durch die der Atmosphäre beigemengten Substanzen beeinflußt, und es entsteht daraus die reiche Mannigfaltigkeit der Färbungen, welche man

zusammen als Dämmerung bezeichnet. Miethe und Lehmann (244) haben unter den günstigen klimatischen Verhältnissen Ägyptens die Dämmerung in Assuan studiert und sich später in Althagen an der Ostsee davon überzeugt, daß auch dort alle wesentlichen Einzelheiten die gleichen sind, allerdings außerordentlich viel weniger scharf und deutlich. Eine normale Morgendämmerung in Assuan verläuft folgendermaßen: Schon bei etwa 22° Sonnentiefe erscheint im Osten unter der Milchstraße eine diffuse, gleichmäßig helle Lichtfläche, ziemlich scharf umrissen und vom Horizont durch eine dunkle Zone getrennt (Absorption des Lichtes am Horizont), vermutlich dem Zodiakallicht angehörend. Diese Fläche wird plötzlich heller, namentlich unten, und etwas gegen Norden verschoben bildet sich ein am Horizont aufsitzender Dämmerungsschein von Segmentform und wachsender weißlicher Helligkeit, der zuerst am Horizont gelbliche (an weniger günstigen Tagen graurote) Färbung annimmt, während das ganze Himmelsgewölbe einen deutlichen Stich ins Azurblaue zeigt. Meist tritt nun ein deutlicher Helligkeitssprung ein, und es beginnt bei weißlicher Stimmung aller Farben die erste farbarme Periode der Dämmerung. Über den am Horizont liegenden Streifen von 2 bis 3° Höhe und gelblichweißer, an trüben Tagen mehr grauroter oder bräunlicher Farbe erhebt sich gegen den dunkelblauen Himmelsgrund ein klar grünlicher, bei besonders günstiger Luftbeschaffenheit mehr blauweißer Streifen und wächst zu einem grünlichen Segment, dem ersten klaren Fleck. Darüber erscheint bei durchschnittlicher Sonnentiefe von 10° 43′ auf dem vom Dämmerungsschein nur sehr schwach erleuchteten tief azurblauen Himmelsgrund meist plötzlich in durchschnittlich 14° Höhe ein violettblau oder auch bei geringerer Klarheit graurötlich oder purpurblau gefärbter Fleck, der sich zu einem flachen Segment, dem ersten Purpurlicht, ausbreitet. Die in Assuan sehr deutlichen Schwankungen der Leuchtkraft und Färbung dieses Segments konnten an der Ostsee nicht beobachtet werden. Einige Minuten nach dem Auftauchen verschwindet dies Licht fast plötzlich und taucht nach 10 bis 20 Sekunden in veränderter Lage und mit verändertem Farbton wieder auf. Dies zweite Purpurlicht reicht durchschnittlich bis 42° Höhe und hat sehr verschiedene, im Mittel etwa 50° Breite; es hat die Form einer flachen, oben gerundeten Pyramide. Seine Ecken im Nord und Süd biegen sich nach oben, der violette Schein verschwindet in etwa 20° Höhe und der klare Fleck, jetzt etwa 45° hoch, tritt nach dem letzten Verschwinden des Purpurlichtes schnell und deutlich in Halbkreisform hervor. Fast plötzlich bei oder nach dem Verschwinden des ersten Purpurlichtes erscheint an dem wenig leuchtenden gelblichen oder rostroten Horizont der leuchtende Dämmerungsbogen, ein schmaler glänzender Streifen von orangegelber Farbe, der in 6 bis 7 Minuten bis auf $3^1/_2$° Höhe und 50 bis 60° Breite anwächst und Segmentform annimmt. Über ihm hat sich zugleich ein niederes grünes Segment gebildet; es geht oben in den klaren Fleck

über, der inzwischen rasch gestiegen ist, eine rundliche hellblaue Kreisfläche von etwa 55° Breite und 50° Höhe bildet und mit dem untersten Viertel in dem Dämmerungsbogen untertaucht.

An dessen oberem Rand entsteht plötzlich das Hauptpurpurlicht, zuerst ein äußerst schmaler, wulstartiger Streifen von rosenroter Farbe, der sich in der Mitte (über dem Ostpunkt) verdickt und nach oben hutförmig zu einem immer höher steigenden Segment rasch über die Fläche des klaren Flecks emporwächst. Nach diesem Augenblick der größten Farbenpracht verblassen die Farben, das Purpurlicht umgibt als ringförmiges Gebilde ein Stück des klar weißblauen, zuweilen etwas gelblich getönten Himmelsgrundes und wird allmählich schwächer und weißlicher, während der nun heller gewordene klare Fleck wieder vollkommen zutage tritt. Die rötliche Färbung verschwindet von unten herauf, zuletzt in etwa 35° Höhe, und der jetzt etwa 6° hohe Dämmerungsbogen ist hell weißlichgelb geworden, während sich in Nord und Süd ockergelbe Töne von geringer Sättigung anschließen. Höher hinauf sieht der Himmel schmutzig grünlichblau aus, alle Farben erscheinen matt und weißlich, die zweite farbarme Periode der Dämmerung hat begonnen. Der obere Sonnenrand steht kaum noch 2° unter dem Horizont, man erblickt (in Assuan; an der Ostsee gelang es nicht) den Bishopschen Ring als eine etwa 5 bis 6° im Durchmesser haltende halbkreisförmige hellere Zone am gelblichen Osthimmel, oftmals am obersten Teil eine leicht purpurrote Nuance zeigend. Alle Farben verblassen noch weiter, und sobald der erste weiße Sonnenstrahl erscheint, sind die Farbentöne am jetzt tageshellen Himmel nur noch ganz schwach ausgebildet. Am Horizont treten die gelblichen Töne allmählich wieder deutlicher hervor und der Bishopsche Ring erscheint weiß und silberglänzend, namentlich wenn man die Sonne verdeckt. Bei 10 bis 15° Sonnenhöhe sind die letzten Spuren gelber Himmelsfärbung verschwunden, am ganzen Horizont ist der Himmel hell weißlichblau und geht nach oben in tiefblaue Farbe über.

Eine Reihe deutlicher Änderungen an den normalen Dämmerungserscheinungen beobachtete man 1883 und in den folgenden Jahren (bis 1886), und es scheint, daß die Ursache in den vulkanischen Ausbrüchen zu suchen ist, welche vom 20. Mai 1883 ab auf der in der Sundastraße zwischen Java und Sumatra liegenden Insel Krakatau stattfanden und mit dem Einsturz der Insel am 27. August endeten. Hierbei wurden ungeheuere Mengen von Lava, Bimsstein und anderem ausgeworfen und vermischt mit Gasen und Dämpfen in Höhen hinaufgeführt, die wahrscheinlich bis zu 30000 m betrugen. Die kleinsten Stäubchen dieser Massen hielten sich lange in der Luft und wurden von den in der Höhe fließenden atmosphärischen Strömungen weit fortgeführt. Die räumliche und zeitliche Verteilung der sogleich anzugebenden optisch-atmosphärischen Erscheinungen, sowie die Möglichkeit, Ähnliches experimentell durch künstliche Staub- und Nebelmassen hervorzurufen, machen es wahr-

scheinlich, daß in der Tat die vulkanischen Staubmassen von Krakatau es waren, denen man die folgenden, an vielen Orten gemachten Wahrnehmungen zuzuschreiben hat. Es traten zunächst gewisse Änderungen der Dämmerung auf, welche v. Bezold (245) folgendermaßen darstellte. Die bei sehr tiefem Sonnenstande in der Nähe der Sonne gewöhnlich sichtbare Steigerung der Helligkeit erschien sehr verstärkt; unmittelbar vor Sonnenaufgang oder gleich nach Sonnenuntergang zeigte der Himmel eine gelbe Farbe und dabei so diffuse Beleuchtung, daß die Begrenzung des dunkeln Segments nicht deutlich erkennbar war; das erste Purpurlicht war räumlich viel weiter ausgedehnt, dabei aber schlechter begrenzt, und namentlich das zweite Purpurlicht war sehr viel ausgedehnter, heller und stärker gefärbt als sonst. Zu diesen ungewöhnlichen Dämmerungserscheinungen gesellte sich ferner: der Dunstnebel, eine hohe cirrusähnliche Schicht, die in äquatorialen Gegenden dichter, in außertropischen Gegenden nur bei günstiger Beleuchtung sichtbar auftrat; der Bishopsche Ring, eine von S. Bishop in Honolulu am 5. September 1883 und später an vielen Orten (in Europa bis Juli 1886) beobachtete weißliche Kreisfläche, in deren Mitte die Sonne stand, und welche nach außen von einem rötlichbraunen Ring mit etwa $10^1/_2$ und 23^0 innerem und äußerem Radius begrenzt wurde; und endlich die blaue oder grüne Färbung der Sonne. Durch Neumayer (246), Rollo Russel und Douglas Archibald (247), J. Kiessling (248) u. a. wurden die von vielen Orten und Beobachtern stammenden Einzelheiten dieser auffallenden Erscheinungen zusammengestellt und untersucht. Kiessling vermochte insbesondere einen großen Teil der beobachteten Färbungen durch künstlichen Nebel nachzuahmen und erklärte sie daraufhin für Wirkungen der Lichtbeugung. Unter dieser Voraussetzung ergibt sich für die Staubteilchen, welche den Bishopschen Ring erzeugen, eine Größe von 0,0018 bis 0,0034 mm.

Ganz ähnliche Wahrnehmungen machte man auch von Juni 1903 ab und führte sie zunächst auf den am 8. Mai 1902 geschehenen Ausbruch des westindischen Vulkans Mont Pelée, oder auf sonstige vulkanische Vorgänge zurück, die der Luft große Staubmengen zuführen konnten.

Die von M. Wolf (249), W. Láska (250), Forel (251), J. Maurer (252), Busch (253) u. a. ausgeführten Beobachtungen reichen bis in das Jahr 1909; sie zeigten die Erscheinungen nicht dauernd, sondern mit gewissen zeitlichen Unterbrechungen, die man durch Annahme einzelner, getrennt schwebender Wolken vulkanischen Staubes zu erklären suchte.

Seit 1885 hat man mehrfach leuchtende Nachtwolken beobachtet, welche sich auf dem Dämmerungshimmel hell in bläulichem Weiß, näher zum Horizont in Rot oder Gelb abheben und die Form von Cirruswolken haben. Gewöhnliche Cirruswolken würden gegen denselben Dämmerungshimmel dunkel erscheinen. Diese Nachtwolken

befinden sich in der Nähe des Horizontes und über demjenigen Teile, unter welchem die Sonne steht. Ihre Höhe betrug bis 1891 mit geringen Schwankungen 82 km [Jesse (254)]. Nachdem diese Wolken in den letzten Jahren des vorigen Jahrhunderts seltener und lichtschwächer geworden waren, traten sie seit 1899 wieder deutlicher auf. Bedingung ihrer Sichtbarkeit in unseren Breiten ist nicht nur freier Nordhorizont, der den Ausblick auf jene hoch schwebenden Gebilde ermöglicht, sondern es muß auch im höheren Norden der Weg von Wolken frei sein, damit die unter unserem Horizont stehende Sonne ihre Strahlen ungehindert den zu beobachtenden Wolken zusenden kann (255).

Im Sommer beobachtet man zuweilen irisierende Wolken, hochschwebende weißschimmernde Gebilde, deren Rand im Sonnenschein Regenbogenfarben zeigt.

Eine in tropischen und subtropischen Gegenden häufiger vorkommende, unter günstigen Umständen aber auch bei uns beobachtete Erscheinung ist der „grüne Strahl". So nennt man das ganz kurz dauernde Aufleuchten eines smaragdgrünen Flämmchens an derjenigen Stelle des Horizontes, wo die untergehende Sonne gerade verschwunden ist oder die aufgehende Sonne soeben hervorbrechen will. Nach Julius (256) kann dieser Vorgang auf anomale Dispersion der grünblauen Strahlen in atmosphärischem Stickstoff und Sauerstoff zurückgeführt werden.

Das sogenannte Wasserziehen der Sonne, auch Dämmerungsstrahlen genannt, besteht aus strahlenförmigen, von der Sonne ausgehenden Streifen wechselnder Helligkeit und kann als Schattenwirkung einzelner Wolkenmassen, zwischen denen hellere Sonnenstrahlen hindurchdringen, gedeutet werden. Dabei müssen wir uns die einzelnen Streifen als tatsächlich parallel denken; sie scheinen gegen die Sonne hin, von welcher sie in der Tat herkommen, einander näher zu rücken, ebenso wie aus Gründen der Perspektive die Baumreihen einer Landstraße scheinbar in der Ferne zusammenrücken.

Der Regenbogen entsteht durch Brechung und Spiegelung der Sonnenstrahlen in Regentropfen und ist an die Bedingung gebunden, daß der Beobachter hinter sich die Sonne, vor sich eine Schar von Tropfen hat. Wie in Fig. 23 bei *V* ersichtlich, kann ein Sonnenstrahl im Wassertropfen beim Eintritt gebrochen, an der Innenseite der Tropfenwand gespiegelt und beim Austritt nochmals gebrochen werden, so daß er in das Auge *O* des Beobachters gelangt. Die auf die verschiedenen Punkte der Tropfenoberfläche parallel fallenden Strahlen werden beim Austritt im allgemeinen verschiedene Richtung haben, es ist aber diese Divergenz der Austrittsrichtung für benachbart eintretende rote Strahlen am geringsten und die gemeinsame Lichtwirkung also am größten für diejenigen Strahlen, die beim Verlassen des Tropfens um etwa $42^1/_2{}^0$ gegen die Eintrittsrichtung geneigt sind. Für violette Strahlen beträgt

infolge ihrer stärkeren Brechbarkeit der entsprechende Winkel nur etwa $40^1/_2{}^0$. Da die Sonne sich in einem Abstande befindet, gegen den alle irdischen Entfernungen sehr klein erscheinen, dürfen wir ihre Strahlen als unter sich parallel ansehen und können parallel dazu vom Auge des Beobachters O die Gerade OP ziehen; dann muß jede durch O gehende Gerade, welche gegen OP um $42^1/_2{}^0$ geneigt ist, die Eigenschaft haben, daß die von ihr getroffenen Wassertropfen rotes Licht in das Auge des Beobachters senden, und wenn man eine solche Gerade um OP als Achse dreht, beschreibt sie im Raume einen Kegelmantel, dessen Schnitt mit dem Himmelsgewölbe dem roten Kreise des Regenbogens entspricht. Die verschiedenfarbigen Strahlen, aus welchen das Sonnenlicht zusammengesetzt ist, werden an den Grenzen des Regentropfens beim Eintritt wie auch beim Austritt verschieden stark gebrochen, die roten am wenigsten, die übrigen um steigende Winkel in der Reihenfolge orange, gelb,

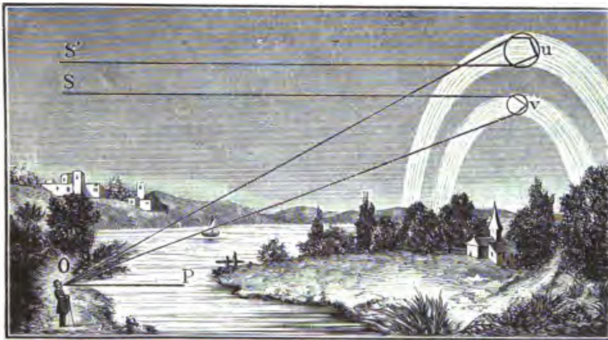


Fig. 23. Entstehung des Regenbogens.

grün, indigo, blau, violett. Für jede Farbe kann man einen Kegelmantel um OP beschreiben, dessen halbe Öffnung (Winkel POV) dabei immer kleiner ausfällt und für violettes Licht $40^1/_2{}^0$ beträgt. So ergibt sich die bekannte Tatsache, daß der Regenbogen außen rot, innen violett gefärbt ist und dazwischen die übrigen Spektralfarben zeigt. Ferner läßt unsere Zeichnung erkennen, daß der Mittelpunkt des Regenbogens in der Verlängerung von OP liegt, und daß also, je höher die Sonne steht, um so niedriger der Regenbogen auftreten muß. Er ist völlig unsichtbar, wenn die Sonnenhöhe mehr als $42^1/_2{}^0$ beträgt.

Außerhalb dieses Regenbogens kann man unter günstigen Umständen noch einen zweiten von umgekehrter Farbenfolge sehen, entstanden durch Brechung und zweimalige Spiegelung im Inneren der Regentropfen, wie in Fig. 23 bei U gezeichnet. In diesem Falle sind die austretenden roten Strahlen um etwa 50^0 gegen die eintretenden Sonnenstrahlen geneigt, die violetten um etwa $53^1/_2{}^0$. Wiederholt man hier die vorige Konstruktion, so ist die Stellung und Farbenfolge leicht zu ersehen. Die

Lichtstärke dieses zweiten Regenbogens ist geringer als die des ersten, denn er entsteht durch Strahlen, die eine Spiegelung mehr und dabei eine entsprechend größere Schwächung erlitten haben.

Im Einzelfall hängt die Breite des Regenbogens und seiner einzelnen Farben sowie die Farbenfolge von der Größe der Regentropfen ab.

Ähnlich ist der, wiewohl seltener, bei Nebel auftretende Nebelbogen zu deuten, welcher mit einem Radius von etwa 38° bei 2° Breite durch Lichtbrechung in kleinen Nebeltröpfchen entsteht und wie der erste Regenbogen außen rot, innen violett gefärbt ist. Zuweilen erscheint auch der Schatten des Beobachters auf dem Nebel (Brockengespenst), der Kopf umgeben von einem farbigen Ring (Ulloas Ring, Aureole, mitunter doppelt auftretend), und obgleich dieser Schatten ganz nahe bei dem Beobachter entsteht, pflegt er wegen seiner unscharfen Begrenzung den Eindruck größerer Entfernung hervorzurufen und darum sehr groß zu erscheinen. Besonders schön wird dies gelegentlich bei Luftfahrten beobachtet, wenn eine nahe Wolke den Ballonschatten samt Aureole sichtbar macht.

Die kleinen Ringe oder Höfe, auch Lichtkränze genannt, welche man um Sonne oder Mond zuweilen sieht, werden der Lichtbeugung in den Rändern der kleinen Wasserkügelchen von Wolken zugeschrieben. Größere Ringe (Sonnenring, Mondring, auch Halo genannt) erscheinen vorzugsweise mit 22° oder auch mit 46° Radius und werden auf Brechung und Spiegelung des Lichtes in den feinen Eiskristallen von Cirruswolken zurückgeführt, ebenso die über und neben den Ringen zuweilen sichtbaren Außenringe von 90° Radius, Lichtstreifen, Nebensonnen und Nebenmonde. Eine ausführliche Schilderung der Halophänomene hat Messerschmitt (257) zusammengestellt. Die photographische Aufnahme der Erscheinung ist schon mehrmals gelungen; Sprung (258) hat eine solche veröffentlicht, welche zwei Sonnenringe mit 22° 23′ und 46° 15′ innerem Radius zeigt.

Das Nordlicht ist am häufigsten in nördlichen Gegenden, seltener in mittleren Breiten, sehr selten in den Tropen. Eine entsprechende Erscheinung sah man auf der südlichen Erdhälfte (in Australien) und nannte sie Südlicht. Die größte Häufigkeit und Schönheit zeigt das Nordlicht nach Mohn (259) in einer ovalen Zone, die über die Hudsonbai, Labrador, die grönländische Südspitze, Island, Finnmarken, das Karische Meer, Nordsibirien, das nördlich von der Behringstraße gelegene Meer und den nördlichsten Teil von Nordamerika sich hinzieht. Südlich von diesem Gürtel erscheint das Nordlicht meist im Norden, nördlich davon gewöhnlich am südlichen Himmel. Das Nordlicht tritt in Mitteleuropa am häufigsten in den Äquinoktien, am seltensten in den Solstitien auf, während im hohen Norden seine größte Häufigkeit auf das Wintersolstitium fällt. Außerdem hat es eine etwa elfjährige Periode der Häufigkeit, ähnlich wie die Sonnenflecken und die Erscheinungen des Erdmagnetismus. Doch fallen die einzelnen Phasen dieser Periode

für verschiedene Gegenden nicht auf die gleichen Zeiten. Das Nordlicht besteht aus farbigen (weiß, rot, grün usw.) und beweglichen Lichtgebilden mannigfacher Form, man beobachtet Bögen, Bänder, Fäden, Krone, Dunst, Segmente, Schein, Garben, die entweder als Ganzes sich bewegen oder in Wellen und Blitzen ihre Gestalt ändern. Das Spektrum des Nordlichtes zeigt charakteristische grüne Linien, welche mit denjenigen des Kryptonspektrums übereinstimmen. Über die Höhe des Nordlichtes geben Messungen Auskunft, welche Störmer (260) an photogrammetrischen Aufnahmen ausführen konnte, die er im Februar und März 1910 bei Bossekop erlangte. Gleichzeitig von zwei um 4,3 km voneinander entfernt liegenden Stellen, die telephonisch verbunden waren, wurden die Aufnahmen gemacht und ergaben folgende Häufigkeitszahlen:

Höhe km	Anzahl der Nordlichter	Höhe km	Anzahl der Nordlichter
0 bis 50	7	200 bis 250	6
50 „ 100	30	250 „ 300	5
100 „ 150	64	über 300	2
150 „ 200	24		

Die an diese Messungen geknüpfte Rechnung läßt die Auffassung zu, daß Auftreten und Verteilung der Nordlichter auf Kathodenstrahlen der Sonne zurückzuführen seien. Nachdem bereits Paulsen (261) 1894 diese Vermutung ausgesprochen, wurde sie neuerdings von Lenard (262) aus dem inzwischen gewonnenen reichlicheren Beobachtungsmaterial ausführlicher begründet. Danach ist anzunehmen, daß von der Sonne Kathodenstrahlen ausgehen, d. h. Massen negativer Elektrizität fortgeschleudert werden, und daß diese Strahlen sich von den bisher bekannten künstlichen Kathodenstrahlen durch sehr geringe magnetische Ablenkbarkeit, sowie durch ihre große, der Lichtgeschwindigkeit schon recht nahe kommende Fortschreitungsgeschwindigkeit unterscheiden. Durch die Magnetkräfte der Erde werden sie nach den hohen geographischen Breiten, in welchen die Nordlichter ihre Häufigkeitsgebiete haben, abgelenkt und können dadurch auch in flache Gebilde, wie die bekannten Nordlichtdraperien, ausgezogen werden.

Von den uns zugehenden Strahlen des blauen Himmelsgewölbes ist ein Teil polarisiert, d. h. besteht aus Schwingungen, die nur in einer Ebene stattfinden. Die stärkste Polarisation, nämlich den größten Bruchteil polarisierten Lichtes in der ausgesandten Strahlung, zeigen diejenigen Stellen des Himmels, welche um 90^0 von der Sonne entfernt liegen. Bezeichnet man als Polarisationsebene diejenige, welche zur Schwingungsrichtung senkrecht steht, so ist für irgend einen Punkt des Himmels die Polarisationsebene durch diesen Punkt, die Sonne und den Beobachter gehend zu denken. Die Stärke der Polarisation hat einen täglichen und

jährlichen Gang. Über der Sonne und über ihrem Gegenpunkt befinden sich zwei neutrale, d. h. von Polarisation freie Punkte, welche der Babinetsche und der Aragosche Punkt heißen und ihre Höhe (17 oder mehr Grad) über Sonne und Gegenpunkt in einer Weise ändern, die man neuerdings mit der Häufigkeit der Sonnenflecken in Beziehung zu bringen versuchte.

Niederschlag.

Man bezeichnet als Niederschläge diejenigen Wassermengen, welche in flüssigem oder in festem Aggregatzustande an den Erdboden gelangen. Die Entstehung des Niederschlages ist an verstärktes Auftreten derselben Vorbedingungen gebunden, welche wir als Ursache der Bewölkung kennen lernten: wenn die durch Abkühlung erzeugte Kondensation eine reichliche ist, so können die entstandenen Wassertröpfchen oder Eisnadeln nicht im Herabsinken verdampfen, sondern schließen sich aneinander und fallen als Wasser oder Eis herab. Wie bei der Bewölkung unterscheiden wir auch hier die Kondensation am Boden und in der Höhe. Die erstere läßt Tau, Reif und Glatteis, die letztere Regen, Graupeln, Hagel und Schnee entstehen.

Tau und Reif bilden sich infolge von Abkühlung des Bodens, ähnlich wie der Nebel, und zwar tritt Tau auf, wenn die Kondensation bei mehr als 0°, Reif, wenn sie unter 0° stattfindet. Indessen kann die hierbei kondensierte Dampfmenge nicht bloß aus der Luft stammen, denn wenn der Tau nur ein verstärkter Nebel wäre, so müßte die Taubildung stets mit Nebel beginnen, was doch bekanntlich nicht zutrifft. Vielmehr muß man aus zahlreichen Versuchen [z. B. von Badgley (263), R. Russell (264), Wollny (265)] schließen, daß der größere Teil des Taues aus dem Boden kommt. Die Abkühlung am Abend bewirkt, daß die stärkste Kälte bei unbewachsenem Boden in dessen oberster Schicht, bei einer Pflanzendecke an den höchsten Teilen der Pflanzen auftritt. Indem nun aus den darunter befindlichen wärmeren Schichten oder Pflanzenteilen Wasser verdampft, wird es an den kältesten Stellen sogleich wieder kondensiert. Demgemäß fand man die Unterseite von Steinen und anderen Körpern über Gras oder Sand stark betaut, ebenso das Innere umgestülpter Glasgefäße, sofern nur die nächtliche Abkühlung nicht gehindert war; dagegen zeigten solche Gefäße keinerlei Kondensation, wenn sie unter sonst gleichen Verhältnissen über undurchlässigen Platten aufgestellt waren. Es wird also Tau und Reif vorzugsweise dort entstehen, wo die örtlichen Verhältnisse sowohl die nächtliche Abkühlung als auch den Wassergehalt des Bodens begünstigen. Beides trifft bei vorhandener reichlicher Vegetation zu, denn die im Vergleich mit nacktem Boden viel größere Oberfläche der Pflanzen gibt Gelegenheit zu starker

nächtlicher Ausstrahlung und Abkühlung, und das Vegetationswasser bringt die Bodenfeuchtigkeit auf einen erheblichen Wert. Ferner ist schlechte Wärmeleitung der obersten Bodenschicht günstig für Tau- und Reifbildung. So sieht man gelegentlich hölzerne Bretter, die am Boden liegen, bereift, während daneben befindliches Steinpflaster nur in den Fugen Reif zeigt, denn die Steine erhalten als bessere Leiter mehr Wärme von unten als Holz, welches demnach an der Oberfläche stärker erkaltet und überdies auch in seinem Inneren Feuchtigkeit enthält, während aus den Steinen keine Feuchtigkeit kommen kann. Günstig für Tau- und Reifbildung ist ferner dasjenige Wetter, welches die nächtliche Abkühlung erleichtert, also sehen wir jene Erscheinungen vorzugsweise stark bei klarem Wetter eintreten.

Verschieden hiervon ist der aus der unteren Luft allein stammende Niederschlag. Ist bei Witterungsumschlag wärmere Luft über kälteren Boden gelangt, so bildet sich zuweilen ein Beschlag aus Wasser, wenn die Bodentemperatur über 0° liegt, und kann dann bei erkaltendem Boden zu Glatteis erstarren. Knoche (266) schildert diesen Vorgang nach Beobachtungen in Chile. Während der Regenzeit sinkt nach Sonnenuntergang, namentlich bei klarem Wetter, die Temperatur sehr rasch unter gleichzeitigem Steigen der relativen Feuchtigkeit auf über 90 Proz. Damit ist starke Taubildung verbunden, wahrscheinlich auch Beschlag des Bodens, und bei dessen weiterer Abkühlung mit steigender Ausstrahlung verwandelt das entstandene Wasser sich in eine Eisschicht, die noch um 9 Uhr früh den Boden bedeckt. Da solches Glatteis keine Kristallstruktur zeigt, darf wohl angenommen werden, daß es zuerst noch flüssig überkaltet wurde und dann auf einen äußeren Anlaß (Herabfallen eines Eisnädelchens oder dgl.) rasch erstarrte. Bei Nebel kann auch, namentlich unter Hinzutreten von Wind, Rauhreif eintreten. Diese auch als Rauhfrost, Haarfrost, Anraum, Duftanhang bezeichnete Form des Niederschlages scheint an eine unter 0° liegende Temperatur des Bodens und der darauf befindlichen Gegenstände sowie an Auftreten von Nebel gebunden zu sein. Die Nebeltröpfchen können dabei, auch wenn die Lufttemperatur gleichfalls unter 0° liegt, in flüssigem (überkaltetem) Zustande bestehen, werden aber zu klaren, nicht kristallinischen Eisklümpchen, wenn sie mit einem festen Körper, namentlich mit Eis, in Berührung kommen. Wenn nun der Wind solche überkalteten Wassertropfen gegen einen Baum oder dgl. treibt, erstarren sie beim Auftreffen und bilden einen beständig an Dicke wachsenden Eisbelag. Hierzu tritt noch die Verschiedenheit des Sättigungsdruckes in der Nähe von Wasser und von Eis. Es beträgt der Dampfdruck in Luft, die mit Eis in Berührung ist (nach S. 53), bei — 5° etwa um 5 Proz., bei — 10° etwa um 10 Proz., bei — 15° um 13 Proz. und bei — 20° um 20 Proz. weniger als bei Berührung mit Wasser. Ist die mit flüssigen Nebeltröpfchen erfüllte Luft gesättigt, so erhält sie mehr Dampf, als sie bei Berührung mit Eis enthalten kann, darum kondensiert sich

neues Eis gerade an denjenigen Stellen, welche schon mit Eis bedeckt sind, und denen der Wind immer neue Nebeltröpfchen zuführt. Nach Aitken (267) soll die Entstehung des Reifes überhaupt auf Vorgänge dieser Art zurückgeführt werden. Recht anschaulich schildert Assmann (268) die Rauhreifbildung auf dem Brocken. Bis zu — 13° erwiesen sich die untersuchten Nebeltröpfchen flüssig, und der stets dem Winde entgegen wachsende Rauhreif bildete gelegentlich in 24 Stunden einen Ansatz von mehr als 50 cm Länge. Telegraphenstangen waren bis zu 2,90 m Durchmesser von der Eiskruste bedeckt, an einem Telegraphen-

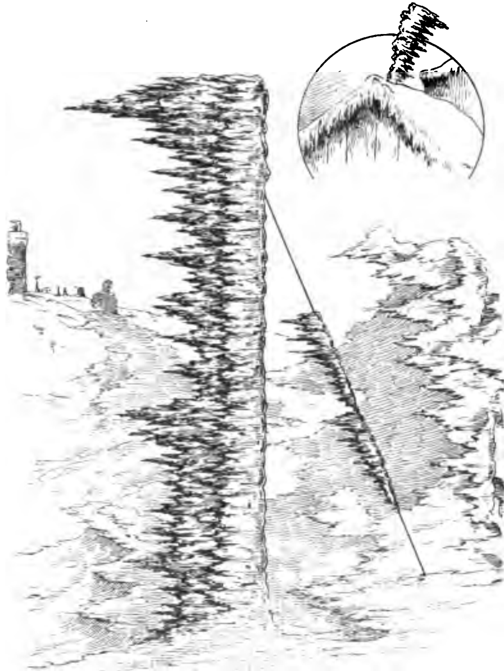


Fig. 24. Rauhreifbildung.

draht wurden auf der Länge nur eines Fußes 4 kg Eis gefunden, so daß es verständlich wird, wenn in solchen, dem Rauhreif stark ausgesetzten Gegenden während des Winters nur im oder am Boden liegende Kabel zur Telegraphie oder Telephonie dienen können, weil frei ausgespannte Drähte durch die Last des anhängenden Eises zerrissen werden. Fig. 24 zeigt die Rauhreifbildung an einem Telegraphenpfahl und an einer Windfahne, beobachtet auf dem Brocken am Sylvesterabend 1901.

Die Bildung von Niederschlag in der Höhe ist an das vorausgegangene Entstehen von Wolken gebunden. Sobald deren Wassertröpfchen oder Eisnadeln zahlreich und dicht genug geworden sind, so daß sie vielfach zusammenstoßen, bilden sich durch Vereinigung mehrerer

Teilchen größere Tropfen oder Flocken, welche den Luftwiderstand besser überwinden und rascher herabfallen als die kleineren Gebilde. Sie erreichen dann den Boden als Regen oder Schnee.

Zur Entstehung solchen Niederschlages müssen also die gleichen Verhältnisse mitwirken, wie zur Wolkenbildung. Die Mischung verschieden warmer Luftmassen trägt, wie oben gezeigt wurde, nur wenig zur Entstehung von Wolken bei und liefert also noch weniger Anlaß zur Niederschlagsbildung. Vielmehr ist es hauptsächlich das Emporsteigen der Luft, welches den Niederschlag hervorruft. Darum finden wir regenreiche Gegenden auf der Windseite der Gebirge, während auf deren Leeseite die ihres Dampfgehaltes teilweise beraubte und im Absteigen relativ trocken gewordene Luft eine Gegend trockenen Wetters, den bekannten Regenschatten der Gebirge, erzeugt. Ebenso ist an hochgelegenen Küsten der Seewind ein Regenbringer, namentlich im Winter, weil dann die See wärmer als das Land ist und dem mit Dampf gesättigten Wind mit der höheren Temperatur eine vermehrte Steigkraft gibt. Überhaupt führt derjenige Wind, welcher Luft aus wärmerer in kältere Gegend bringt, leicht Niederschlag herbei, weil über dem kälteren Boden die Wolken durch Ausstrahlung Wärme verlieren können, namentlich aber weil die herbeigeführte wärmere Luft in größere Höhe steigt, als sie vorher einnahm.

Wird nun Luft emporgeführt und zum Kondensieren ihrer Feuchtigkeit veranlaßt, so bilden sich zunächst kleine Tröpfchen, die sich dann zu größeren vereinigen. Daß ein größerer Tropfen im Herabfallen einen kleineren (der freilich langsamer fällt) einholt und mit ihm zusammenfließt, ist wenig wahrscheinlich, weil vor dem fallenden Tropfen eine Luftverdichtung entsteht und die Luft samt darin befindlichen Tröpfchen zum seitlichen Abfließen veranlaßt. W. Schmidt (269) entnimmt aus solcher Erwägung, daß vorwiegend nur gleich große Tropfen zusammenfließen können, die nebeneinander mit gleicher Geschwindigkeit fallen. Auch ihre Vereinigung kann nur stattfinden, falls die an den Oberflächen haftende und sie trennende Luftschicht Zeit zum Entweichen hat, und dies setzt das Vorhandensein einer wenn auch geringen Kraft voraus, welche die sofortige Trennung der Tröpfchen hindert. Eine solche Kraft findet Schmidt in der Einwirkung der fallenden Tropfen auf die umgebende Luft, deren Strömungen die beiden parallel sinkenden Tröpfchen gegeneinander treiben. Lenard (270) schreibt die gleiche Wirkung der Anziehung zwischen elektrisch geladenen und unelektrischen Regentröpfchen zu unter Berücksichtigung des Umstandes, daß elektrische Ladung von Regentropfen stets beobachtet werden kann.

Eine Bestätigung dieser Anschauung liefern die Messungen von Defant (271), welcher fand, daß bei allen Regenfällen gewisse Tropfengrößen in besonders großer Zahl auftreten. Vorzugsweise häufig sind Tropfengewichte, welche zueinander im Verhältnis der Zahlen 1 : 2 : 4 : 8 stehen, so daß es in der Tat scheint, als wenn gleich große oder nahezu

gleich große Tropfen viel häufiger und leichter zusammenfließen, als solche verschiedener Größe. Indem die Tropfen fallen und zusammenfließen, wachsen sie zu einer Größe, welche der Zeit ihres Verweilens in der Wolke entspricht. Zugleich wächst auch die Fallgeschwindigkeit, und die beim Durcheilen der Luft entstehenden Reibungskräfte setzen die ganze Masse des Tropfens in wirbelnde Bewegung. Die gleichzeitige Formänderung konnte Lenard (272) sichtbar machen, indem er gelegentlich eines ausgiebigen nächtlichen Niederschlages die fallenden Tropfen durch elektrische Funken momentan beleuchtete und auf einem matten Projektionsschirm abbildete. Dabei zeigten sie zumeist flache Gestalt mit einer Zuspitzung nach unten. Wird bei weiterem Anwachsen des Tropfens die Fallgeschwindigkeit noch größer, so zerspringt er unter Einfluß der Luftreibung in mehrere (meist sieben bis neun) kleinere Tropfen. Zur messenden Untersuchung solcher Vorgänge bediente sich Lenard (270) eines Ventilators, welcher einen emporsteigenden Luftstrom mit verschiedenen Geschwindigkeiten erzeugen konnte, und ließ in dieser bewegten Luft Wassertropfen verschiedener Größe herabfallen. Er bestimmte so für jede Tropfengröße die Fallgeschwindigkeit, nämlich die Geschwindigkeit des Luftstromes, in welchem die Tropfen gerade schwebend verweilten, oder, was dasselbe ist, diejenige gleichmäßige Geschwindigkeit des fallenden Tropfens, bei welcher die Schwerkraftsbeschleunigung und die Luftreibung ihre entgegengesetzten Wirkungen gerade ausglichen.

Es fanden sich folgende zusammengehörigen Werte für den Tropfendurchmesser $2r$ (Millimeter) und die Fallgeschwindigkeit v (Meter in der Sekunde):

$2r$	v	$2r$	v	$2r$	v	$2r$	v
0,01	0,0032	0,2	1,3	1,5	5,7	4,0	7,7
0,02	0,013	0,3	2,7	2,0	5,9	4,5	8,0
0,03	0,029	0,4	3,2	2,5	6,4	5,0	8,0
0,05	0,080	0,5	3,5	3,0	6,9	5,5	8,0
0,1	0,32	1,0	4,4	3,5	7,4		

Tropfen von 5,5 mm oder noch größerem Durchmesser können nur für die Dauer weniger Sekunden bestehen und zerspringen alsbald durch Luftreibung. Mit „Tropfendurchmesser“ ist dabei der Durchmesser solcher Kugeln gemeint, welche gleiches Volumen mit den (nicht immer kugelförmigen) Tropfen haben. Etwas geringere Fallgeschwindigkeiten, als diese künstlichen Tropfen zeigten, hat Schmidt (273) an wirklichen Regentropfen gefunden.

Die vorstehenden Zahlen gewähren einen Einblick in die Beziehung zwischen Tropfengröße und aufsteigendem Luftstrom, denn es können natürlich nur solche Tropfen an den Boden gelangen, welche rascher

fallen, als der Luftstrom hinaufsteigt. Die in der Tabelle nebeneinander stehenden Zahlen bedeuten also, daß bei der Geschwindigkeit v des aufsteigenden Stromes der Tropfendurchmesser mindestens den zugehörigen Wert $2r$ haben muß, weil kleinere Tropfen emporgeführt werden. Und andererseits kann beim Vorkommen einer gewissen Tropfengröße $2r$ die Geschwindigkeit der Luft höchstens den dabei stehenden Wert v haben, denn bei größerer Luftgeschwindigkeit würden diese Tropfen nicht herabfallen.

Bei einer größeren Zahl von Regenfällen untersuchte Lenard die Größenverteilung der Tropfen durch Auffangen auf Löschpapier, welches in einem sehr flachen Holzkästchen kurze Zeit (1 bis 120 Sekunden, je nach der Niederschlagsstärke) dem Regen ausgesetzt und dann sogleich mit einem wasserlöslichen Farbstoff, z. B. Eosin, bestäubt wurde. Wurde dann das überschüssige Pulver abgeklopft, so hatte man auf dem Papier genaue und dauerhafte Tropfenbilder, die nach Größenklassen eingeteilt und gezählt wurden. Freilich waren dabei die kleinsten Tropfen nicht mehr erkennbar, sondern erst von 0,5 mm Durchmesser an konnte man die Tropfen sicher nachweisen. Diese Größe trat bei nahezu allen untersuchten Regenfällen so zahlreich auf, daß der aufsteigende Luftstrom dabei nicht über die entsprechende Geschwindigkeit von etwa 3 m in der Sekunde gestiegen sein kann und wahrscheinlich meistens viel langsamer verlief. Regenfälle, welche einer Luftgeschwindigkeit von 5 m und mehr entsprechen, wurden nicht beobachtet. Bei einer Geschwindigkeit der aufsteigenden Luft von 8 m in der Sekunde würde überhaupt alles Herabfallen von Regen verhindert werden.

Es darf indessen nicht außer acht gelassen werden, daß die vorstehend genannten Zahlen nur für die Dichte der am Boden und unter Atmosphärendruck befindlichen Luft gelten. In der Höhe ist die Luftdichte geringer, und die Fallgeschwindigkeiten der Regentropfen sind entsprechend größer.

Auf Grund optischer Erscheinungen (Halos u. a.) berechnete Pernter (274), daß in den Wolken und Nebeln, und zwar bis zu den höchsten Wolken, die Eiskristalle Größen von 0,005 bis 0,020 mm haben, und daß für Tröpfchen solcher Wolken, aus denen kein Niederschlag fällt, der Durchmesser etwa zwischen 0,020 und 0,100 mm liegt.

Wenn ein kräftig aufsteigender Luftstrom reichliche Kondensation erzeugt und die entstandenen Wassertröpfchen bis in Höhen emporführt, deren Temperatur erheblich unter 0° liegt, so tritt leicht Überkaltung ein, d. h. die Wolkentröpfchen bleiben trotz ihrer niedrigen Temperatur flüssig. Wird nun durch Herabfallen von Eiskristallen aus noch größeren Höhen oder auf andere Art diese Überkaltung ausgelöst und die Wasserwolke ganz oder teilweise zum plötzlichen Gefrieren gebracht, so bilden sich, wie beim Erstarren der Nebeltröpfchen, kleine strukturlose Eisklümpchen, welche sich vielfach miteinander vereinigen, auch wohl im Herabfallen andere überkaltete Tröpfchen zum Erstarren bringen und

mit ihnen zusammenschmelzen. So entstehen [nach v. Bezold (275)] die trüben, aus vielen kleinen Eisteilchen zusammengesetzten Graupelkörner. Barkow (276) macht darauf aufmerksam, daß auch aus Schneesternen sich Graupeln bilden können, wenn nämlich von einem kleinen und daher recht zerbrechlichen Sternchen einzelne Strahlen abbrechen und mit aufwärts gerichteter Spitze herabfallend auf überkaltete Wassertröpfchen stoßen. Solche „Rauhreifbildung an Schneekristallen" führt dann gleichfalls zur Entstehung von Graupeln. Nach Kassner (277) wurden in Berlin 1896 bis 1905 im April die häufigsten Graupelfälle beobachtet, während sie von Juni bis Oktober sehr selten waren. Nur in einem Sechstel aller Fälle lag die Temperatur unter 0°.

Beim Erstarren der überkalteten Wassertröpfchen wird latente Wärme frei, welche eine rasche Steigerung der Temperatur und des Druckes erzeugt und also neues Steigen der Luft und fortgesetzte Kondensation hervorruft. Indem hierbei Graupelkörnchen sich mit Wasser, das zu einer klaren Schicht gefriert, bedecken, dann vielleicht wieder emporgehoben und mit neuen überkalteten Teilchen in Berührung gebracht werden, die sich anlagern, kann die Zusammensetzung der Hagelkörner entstehen, welche bekanntlich einen undurchsichtigen Kern mit verschiedenen mehr oder minder klaren Eishüllen enthalten. Diese Niederschlagsgebilde sind, weil rasch entstehend, ganz verschieden von den sich langsam bildenden kristallinischen Schneeflocken. Als ein Beispiel der bei Hagelkörnern zuweilen vorkommenden Bildungen sei erwähnt, daß nach Prohaska (278) am 3. Juli 1905 in den Ostalpen ein Hagel fiel, dessen Stücke wie „große Birnen" und sogar wie „kleine Kürbisse" beschrieben werden. Schmilzt der Hagel im Herabfallen, so kommt er unten als Platzregen an. Daß dies nicht ganz selten geschieht, kann vielleicht darum vermutet werden, weil Graupeln und Hagel an hochliegenden Orten durchschnittlich häufiger als im Tieflande beobachtet werden. So wird z. B. von Goutereau (279) berichtet, daß die Zahl der jährlichen Hagelfälle (nicht Graupeln) durchschnittlich in Paris (1876 bis 1900) 10,2, in Fécamp an der Kanalküste (1853 bis 1872) 10,3 beträgt, dagegen in den Vogesen (1882 bis 1892) 22,5. Und wenn, was ja oft genug zu beobachten ist, ein Unwetter mit Platzregen beginnt und mit Hagel endet, so darf wohl vermutet werden, daß die anfänglich fallenden Regentropfen aus geschmolzenem Hagel bestehen, während die später herabkommenden Massen durch bereits abgekühlte Luft fallen und ungeschmolzen unten anlangen. Andererseits erscheint freilich auch die Annahme zulässig, daß die rasch emporgehobene Luft mit Dampf übersättigt wird, und daß beim plötzlichen Auslösen dieser Übersättigung eine massenhafte Kondensation zum Wolkenbruch führt.

Über die Dauer des Hagels gibt Plumandon (280) auf Grund von Beobachtungen im Departement Puy de Dôme an, daß in der Regel die

Hagelfälle nur 4 bis 5 Minuten dauern, ausnahmsweise aber auch bis zu einer halben Stunde. Von den 125 Hagelfällen des Jahres 1901 (im ganzen Departement) haben 50 nur einige Hagelkörner geliefert, 31 dauerten 1 bis 5 Minuten, 24 6 bis 10 Minuten, 9 10 bis 15 Minuten, 5 16 bis 20 Minuten und 6 21 bis 30 Minuten. Eine mehrfach gemachte Beobachtung erwähnt Prohaska (281), nämlich daß Wolken oder Nebelmassen dem herankommenden Hagelwetter in tieferen Schichten entgegenziehen. Meistens ist Hagel von Gewitter begleitet, doch sind Ausnahmen bekannt, z. B. wurde am 22. Mai 1902 in Wien ein gewitterloser Hagel beobachtet [Pernter (282)]. Bemerkenswert ist, daß anscheinend der Wald vom Hagel verschont und das Fortschreiten eines heranziehenden Hagelwetters oftmals durch Waldbestand abgelenkt oder gehindert wird. Einige derartige Fälle beschreibt Rörig (283).

Entsteht der Niederschlag in größerer Höhe und bei Temperaturen unter 0°, so geht der Wasserdampf bei der Kondensation sogleich in feste Form über, es bilden sich feine kristallinische Eisnadeln, die sich zu den bekannten sechsstrahligen Formen (Fig. 25 a. S. 113) auswachsen. Nach A. Wegener (284) kann dieser Vorgang mit der Bildung der von O. Lehmann (Molekularphysik) geschilderten Kristallskelette verglichen werden. Nur in einer mit Feuchtigkeit übersättigten Luft vermag der Kristall zu wachsen, und wenn die ihm unmittelbar anliegende Luftschicht ihren Überschuß an Dampf hergegeben hat, kann nur durch langsame Diffusion Feuchtigkeit von außen her wieder herankommen. Dann sind aber die hervorragenden Ecken des Kristalls der äußeren, noch übersättigten Luft am nächsten und eilen im Wachstum dem übrigen Kristall voraus, er wächst als Skelett weiter. Für die so entstehenden einfachen Gebilde hat Westman (285) gelegentlich eines Aufenthaltes in Spitzbergen die folgenden Größen als Mittel vieler Einzelmessungen gefunden:

Form	Durchmesser des Kristalls bzw. des Querschnitts mm	Länge mm
Sterne	2,30	—
Plättchen	2,33	—
Große Prismen	2,14	0,34
Kleine Prismen	2,04	0,11
Prismen mit Pyramiden	2,15	0,35
Nadeln	2,07	0,72
Graupeln	2,99	—

Die Plättchen waren bei niederer Temperatur kleiner als bei höherer, während bei den Sternen dies weniger sicher erschien; über —20° waren die Sterne häufig, Plättchen und Prismen selten, unter —20° umgekehrt.

Über das Fallen der Schneekristalle hat Köppen (286) an Modellen Versuche angestellt, die durch Beobachtungen von W. Schmidt (287) und Simpson (288) bestätigt wurden und lehrten, daß die fallenden Stäbchen und Täfelchen um ihre längste, horizontal liegende Achse rotieren, nicht aber die Stellung geringsten Luftwiderstandes einnehmen.

Eine selten auftretende Art des Niederschlages ist der Eisregen, welcher alle getroffenen Gegenstände mit einer mehr oder minder dicken Schicht klaren Eises überzieht. In Mittel- und Ostdeutschland kam ein solcher Vorgang am 20. Oktober 1898 zur Beobachtung und richtete durch Belasten und Brechen der Pflanzen großen Schaden an. In Potsdam hat man an jenem Tage einen Weigeliazweig gefunden, der für sich 8 g, mit seiner Eisbelastung 65 g wog, und einen Grashalm, der sogar das Achthundertfache seines eigenen Gewichtes an Eis trug. Die von Meinardus (289) gelieferte Untersuchung der Wetterlage ergab, daß eine obere feuchte Luftschicht von über 0°, eine untere von weniger als 0°, und eine zur Kondensation führende aufsteigende Bewegung zusammenwirkten, um Regen zu erzeugen, der im Herabfallen überkaltet wurde und demnach beim Auftreffen sogleich erstarrte. Ein ähnlicher Fall kam am 18. Januar 1912 auf dem Bodensee zur Beobachtung, und diesmal konnte die vertikale Temperaturverteilung mittels Fesselballons genau verfolgt werden. Wie Kleinschmidt (290) berichtet, bildete sich der Niederschlag in mindestens 1800 m Höhe als Regen oder Schnee und trat nach Durchfallen einer wärmeren Schicht flüssig und mit etwa 0° eigener Temperatur in die kalte Luft ein, welche in 600 bis 800 m Höhe den See bedeckte und als tiefste Temperatur — 7° hatte. Beim Durchlaufen dieser kalten Schicht mag bereits ein Teil der fallenden Tropfen aus Wasser und Eis gemischt gewesen sein und erstarrte beim Auftreffen vollends zu einer rauhen, höckerigen Eisschicht.

Oftmals hat man versucht, das Wetter durch künstliche Einwirkung zu beeinflussen, und namentlich ist dergleichen in betreff des Niederschlages bis in die neueste Zeit vielfach unternommen worden. So berichtet Bates (291) über Versuche aus dem Jahre 1907, durch welche in Oamaru (Neuseeland) mittels Entzündung von Dynamit und Schießpulver die das Land schwer schädigende Dürre bekämpft und Regen erzeugt werden sollte. Der Erfolg blieb völlig aus.

Nicht wirksamer erwies sich das schon in alter Zeit gegen den Hagel empfohlene und neuerdings wieder in Aufnahme gekommene Wetterschießen. Dies, wie das sogenannte „Wetterläuten" war seinerzeit in den österreichischen Alpenländern sehr verbreitet, und man scheint dem Schall der Kirchenglocken oder der Kanonenschüsse die unschädliche Zerteilung der Hagelwolken zugeschrieben zu haben. Seit 1896 hatte Bürgermeister Albert Stiger (292) in Windisch-Feistritz (Untersteiermark) begonnen, durch systematisches Schießen für die Weinberge

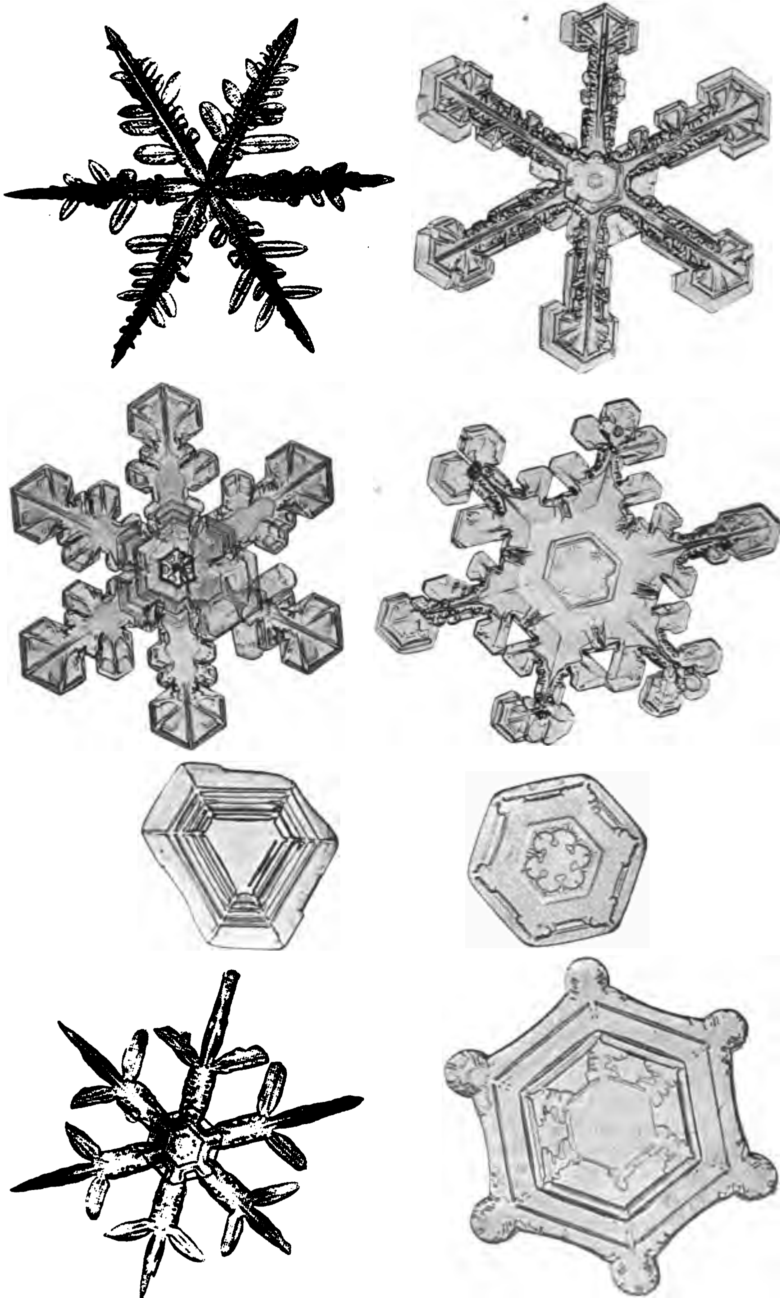


Fig. 25. Schneekristalle in 20- bis 30facher Linearvergrößerung; aufgenommen von R. Neuhauss.

seiner Heimat Hagelschutz zu erstreben. Seine Versuche wurden von G. Suschnig (293) fortgesetzt, und man behauptete vielfach in Steiermark, sowie in Ungarn, Frankreich, Spanien und Italien, daß durch Schießen oder auch durch Emporsenden von Raketen die heranziehenden Hagelwolken „zum Regnen gezwungen", Hagelfälle aber verhindert würden. Zur Besprechung des Hagelschießens und seiner vermeintlichen Wirkung berief das österreichische Ackerbauministerium eine „internationale Expertenkonferenz", welche vom 21. bis 24. Juli 1902 in Graz tagte. Die 68 Teilnehmer, Vertreter der beteiligten Behörden, der Wissenschaft und der praktischen Bodenkultur, erklärten auf die ihnen vorgelegten Fragen mit großer Mehrheit, daß zwar die Wirkung des Wetterschießens durchaus zweifelhaft, weitere Untersuchung der Sache aber wünschenswert sei. Die Untersuchung hat sodann in Österreich und Italien stattgefunden, geleitet von J. M. Pernter bzw. P. Blaserna. Der Bericht, welchen Pernter (294) als Ergebnis mehrjähriger, vorurteilsfrei ausgeführter Versuche abstattete, spricht die völlige Wirkungslosigkeit des Wetterschießens aus.

Ob überhaupt das Auftreten von Hagel und Gewitter durch Kanonenschüsse beeinflußt werden kann, sollte durch eine besondere Untersuchung festgestellt werden, über welche Lachmann (295) berichtet. Während der Jahre 1898 bis 1900 verglich man die Aufzeichnungen von 12 meteorologischen Stationen, die in der Nähe von Schießplätzen liegen, mit denjenigen anderer Orte, welche die Schießplatzstationen allseitig in möglichst gleicher Entfernung umgeben. Die dreijährigen Beobachtungen zeigten in betreff des Hagels gar keinen Unterschied, während die Gewitterhäufigkeit an den Schießplätzen geringer erschien, als an den Vergleichsstationen. Ein sicherer Schluß ergibt sich daraus aber nicht, denn es muß mit der Tatsache gerechnet werden, daß in der Nähe der Schießplätze die Beobachter an das Geräusch der Schüsse gewöhnt sind und solche gewiß oftmals auch dann zu hören glauben, wenn in Wirklichkeit der Donner fernen Gewitters erklingt.

Was die Verbreitung des Niederschlages auf der Erde betrifft, so zeigt zunächst die Verteilung nach der geographischen Breite ganz ähnliche Verhältnisse, wie wir sie oben (S. 90) bei der Bewölkung kennen lernten: hohe Niederschlagswerte um den Äquator und in mittleren Breiten, geringe dazwischen in den Gegenden hohen Luftdruckes (siehe Fig. 4, S. 21). Nach Fritzsche (296) beträgt auf den Kontinenten und Meeren die mittlere Niederschlagshöhe:

Europa	595 mm	Atlantischer Ozean	1247 mm
Afrika	807 „	Mittelmeer	675 „
Asien	607 „	Stiller Ozean	853 „
Australien	475 „	Indischer Ozean	1277 „
Nordamerika	631 „	Nördliches Polarmeer	322 „
Südamerika	1424 „	Südliches Polarmeer	300 „

und nach geographischer Breite geordnet:

Geographische Breite	Niederschlagshöhe Nördliche Hemisphäre mm	Niederschlagshöhe Südliche Hemisphäre mm	Geographische Breite	Niederschlagshöhe Nördliche Hemisphäre mm	Niederschlagshöhe Südliche Hemisphäre mm
0 bis 10°	1716	1812	40 bis 50°	508	870
10 „ 20	947	1100	50 „ 60	504	1021
20 „ 30	786	638	60 „ 70	348	—
30 „ 40	522	573	70 „ 80	259	—

Die Flächen von Land und Meer verhalten sich wie 2:5, die von Land und Meer verdunstenden Wassermengen wie 2:9; die jährliche Verdunstungshöhe des Festlandes beträgt durchschnittlich 55 cm, und von dem auf der ganzen Erde fallenden Niederschlag entstammt ein Fünftel bis ein Sechstel der Verdunstung von den Landflächen, so daß also nicht bloß der Ozean als Spender der Feuchtigkeit gelten kann.

Hierbei ist, wie gewöhnlich, als Niederschlagshöhe diejenige Höhe angegeben, bis zu welcher das herabgefallene Wasser den Boden bedecken würde, wenn es weder verdunsten noch ablaufen könnte. Von diesen Durchschnittswerten gibt es natürlich zahlreiche örtliche Abweichungen. Die Menge und die Häufigkeit des Niederschlages nehmen im allgemeinen von der Küste nach dem Binnenlande hin ab. An den Polargrenzen der Passate finden sich die subtropischen Regen im Winter solcher Küstenstriche, an denen die Passate gegen den Äquator hin verschoben sind und feuchten, regenbringenden Seewinden Platz gemacht haben, während ebendort im Sommer die Passate als trockene Landwinde wehen. Dies trifft z. B. für die atlantische Küste von Nordafrika und Spanien (28 bis 42° Breite) zu, wo der Winter regenreiche Südwestwinde bringt, und ähnlich in den Mittelmeerländern Südeuropas. An der europäischen Westküste herrschen die Südwestwinde im Herbst vor und machen diese Jahreszeit zur regenreichsten. Im Inneren Europas dagegen fällt die größte Niederschlagsmenge im Sommer, veranlaßt durch höhere Wärme und die häufige Entstehung aufsteigender Luftströme.

Welchen Einfluß Bodenerhebungen auch bei geringer Höhe haben können, zeigen die von Kremser (297) für das Weichselgebiet mitgeteilten Zahlen. Dort haben die an der Windseite, nämlich auf dem Nordwestabhang des preußischen Höhenzuges in mehr als 100 m Seehöhe gelegenen Stationen bei durchschnittlicher Höhenlage von 129 m eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 592 mm, dagegen beträgt der auf der Südostseite in durchschnittlich 146 m Höhe gefundene entsprechende Wert nur 557 mm. Die auf der Windseite entstehenden aufsteigenden Ströme erzeugen vermehrten Niederschlag, welchem als notwendige Ergänzung auf der Leeseite eine verhältnismäßig trockene Gegend, der Regenschatten des Gebirges, entspricht. Außerdem erzeugt das

Gebirge auch bei windstillem Wetter Temperaturunterschiede und vertikalen Luftaustausch, wodurch der Gesamtbetrag des Niederschlages vermehrt wird. Für Mitteldeutschland hat Assmann (298) diese Wirkungen im einzelnen dargelegt; Hann (299) berechnet für die deutschen Mittelgebirge die folgenden durchschnittlichen jährlichen Regenmengen:

Seehöhe . .	100—200	200—300	300—400	400—500	500—700	700—1000 m
Regenhöhe	580	650	700	780	850	1000 mm

Diese mit wachsender Seehöhe eintretende Steigerung der Niederschlagsmenge ist auch sonst vielfach beobachtet, scheint aber nur bis zu etwa 1000 m Höhe zu reichen und weiter hinauf in Abnahme überzugehen. Aus Beobachtungen am Nordabhange der bayerischen Alpen entnimmt Erk (300), daß dort die Höhenregion des größten Niederschlages eine jahreszeitliche Schwankung zeigt, im Winter zwischen 600 und 1000 m Höhe auftritt, im Sommer aber bis zu 1700 m emporsteigt.

Für Deutschland hat H. Meyer (301) aus Beobachtungen der Jahre 1876 bis 1885 die mittlere jährliche Niederschlagshöhe an der Nordsee zu 770 mm, an der Ostsee zu 600 mm, im norddeutschen Flachlande zu 590 mm (mit deutlicher Abnahme von West nach Ost), in Süddeutschland mit großen, meist durch die Gebirge veranlaßten örtlichen Verschiedenheiten zu 1230 mm festgestellt. Dabei sind in Norddeutschland die Niederschläge häufiger und kürzer, in Süddeutschland dagegen ergiebiger. Regenarme Gebiete mit weniger als 500 mm jährlicher Niederschlagshöhe gibt es in Norddeutschland nach Hellmann (302) wahrscheinlich drei: in Westpreußen nordöstlich von Thorn (Kulmer Land), wo im Kreise Straßburg sogar unter 450 mm beobachtet ist, im Anhaltischen um Bernburg und bei Riesa an der Elbe. In Süddeutschland hat der westliche Teil von Rheinhessen den geringsten Niederschlag. Die regenreichsten Stationen liegen im Gebirge, so z. B. Kreuth in Bayern mit etwa 2000 mm jährlichem Niederschlag, Schweigmatt im Schwarzwalde und der Brockengipfel mit je 1670 mm, die Schneekoppe mit etwa 1500 mm usw. Die Niederschlagsverteilung in Europa ist aus der Regenkarte, Taf. XX, zu ersehen.

Der jährliche Gang der Niederschlagshöhe zeigt zweierlei Typen, entsprechend der vorher mitgeteilten Verschiedenheit zwischen den europäischen Küsten- und Binnenländern. An der Nordsee liegt das Maximum im Herbst und das Minimum im Frühling, während die Binnenlandstationen das Maximum im Sommer, das Minimum im Winter haben. Die Ostseeküste zeigt mehr Ähnlichkeit mit dem Binnenlande. Die gleiche jährliche Verteilung tritt auch in der Regenhäufigkeit auf. Der Sommer zeichnet sich durch kurze, ergiebige, der Winter durch andauernde schwache Niederschläge aus. Der April rechtfertigt seinen Ruf hierbei nicht voll, denn er hat eine geringe Niederschlagsmenge und eine kleine Zahl von Tagen mit Niederschlag. Es scheint, daß es in diesem Monat zwar selten, dann aber lange regnet.

Einen recht starken Einfluß auf den Gang des Niederschlages üben die Gewitter aus, in Berlin z. B. fallen nach Schwalbe (303) 21,8 Proz. des jährlichen Niederschlages in Begleitung von Gewittern, und da diese vorzugsweise im Sommer und am Nachmittag stattfinden, beeinflussen sie in entsprechender Weise den jährlichen und täglichen Gang.

Ebenso wie der jährliche zeigt auch der tägliche Gang der Niederschlagsmenge mannigfach verschiedene und mit der Örtlichkeit wechselnde Einzelheiten. Ein Maximum tritt an manchen Orten zur wärmsten Tageszeit, etwa um 3 Uhr nachmittags, auf, besonders in der warmen Jahreszeit, und darf dem aufsteigenden Luftstrome zugeschrieben werden. Ein zweites Maximum findet sich (an Küstenorten als Hauptmaximum) frühmorgens zur kältesten Tageszeit, vielleicht veranlaßt durch das gleichzeitige Maximum der relativen Feuchtigkeit, welches die Kondensation erleichtert. Und ein drittes Maximum zeigen viele Orte am Nachmittag, welches wahrscheinlich den hauptsächlich am Nachmittag auftretenden Platzregen und Gewittern entstammt. Hann (304) unterscheidet einen kontinentalen Typus mit einem Hauptmaximum am Nachmittag, einem kleinen Maximum am frühen Morgen und dem Hauptminimum am Vormittag, und einen Küstentypus mit Hauptmaximum bei Nacht und am Morgen, Minimum nachmittags.

Je höher ein Ort liegt, um so größer ist der Bruchteil des Niederschlages, welcher in Form von Schnee herabfällt. Die Höhengrenze, oberhalb welcher im Laufe des Jahres mehr Schnee fällt, als während der warmen Jahreszeit geschmolzen wird, bezeichnet man als Schneegrenze. Sie liegt im allgemeinen um so höher, je geringer die geographische Breite ist, doch wird ihre Lage außer von Temperatureinflüssen auch sehr wesentlich durch die Niederschlagsverhältnisse bedingt. In den Alpen findet man die Schneegrenze in 2400 bis 2800 m Höhe, in Norwegen bei 700 bis 1900 m, auf Franz-Josephs-Land bei 100 bis 300 m; in der nördlichen Polargegend hat man sie nirgend bis zum Meeresniveau herabsteigen sehen, wohl aber in südlichen hohen Breiten, wo neben dem milden Winter ein kalter Sommer auftritt [Hann (305)].

Die oberhalb der Schneegrenze niederfallenden Schneemassen werden durch die Sommerwärme nur zum Teil geschmolzen; der Rest bildet die bekannten Anhäufungen in dem oberen Teile der Gebirge. Für einige Orte der Schweizer Alpen hat Maurer (306) berechnet, daß der Schneefall eines ganzen Jahres im frisch gefallenen Zustande die folgenden Höhen einnehmen würde:

Orte	Höhenlage m	Schneehöhe m	Orte	Höhenlage m	Schneehöhe m
Säntis . . .	2500	19,15	Bevers .	1710	4,00
St. Bernhard	2476	9,47	Grächen	1632	3,06
St. Gotthard .	2100	13,70	Davos .	1561	5,21
Grimsel . .	1874	17,07			

Die Dichte des Schnees ist in der obersten Schicht gering und wächst bis zu einer gewissen Tiefe. Auf dem Hohen Sonnblick (3106 m) fand Defant (307) die Schneedichte an der Oberfläche etwa gleich 0,26, in 87,5 cm Tiefe zu 0,60, und darunter nur noch wenig schwankend. Über das Gewicht der Schneemassen gibt Maurer (308) an, daß 1 cbm frisch gefallenen Schnees 72 bis 90 kg wiegt; in einem größeren Behälter mehr zusammengedrängt wog von dem gleichen Schnee 1 cbm 380 kg, und vollends mit Wasser durchtränkt, wie es z. B. bei dem großen Schneefall vom 20. Februar 1907 in der Schweiz zutraf, stieg das Gewicht auf 817 kg für den Kubikmeter.

Wo sich der Schnee an steilen Gehängen ansammelt, kann er leicht in Form von Lawinen zur Tiefe gelangen. Nach Maurers (306) Schilderung gibt es davon zwei Hauptformen: Die Staublawinen, vorwiegend im Mittelwinter und also als eigentliche Winterlawinen auftretend, bilden sich, indem der bei tiefer Temperatur gefallene, kalttrockene, pulverige Schnee auf älterer, meist zusammengesickerter, oft gefrorener Unterlage durch irgend eine Ursache in Bewegung gerät, gleich einem Sandstrom zu Tale „fließt", sich dabei zugleich schon in der Luft ausbreitet und gewöhnlich hoch aufstäubt. Die Grundlawinen dagegen sind die Schneeflüsse des Spätwinters und mehr noch des im Frühjahr (März und April) eintretenden Tauwetters, der Schnee ist durchnäßt und zusammengesintert, vom herabfließenden Schmelzwasser ist die unterste Schicht an vielen Stellen ausgehöhlt und der Untergrund schlüpfrig geworden, so daß das Wegtauen oder Weichen irgend einer entgegenstehenden Schneemasse, eine kleine Erschütterung oder dgl. genügt, um die ganze Schneedecke zusammenhängend ins Gleiten und bald ins Dahinstürzen zu bringen.

Trotz dieser immerhin nur geringen Fortführung von Schneemassen würden sich in den oberen Gebirgsgegenden immer größere Mengen ansammeln, wenn nicht ein beständiges Herabgleiten durch den Vorgang der Regelation bewirkt würde. Es besitzt nämlich das Eis (und ebenso der aus Eiskristallen bestehende Schnee) die Eigenschaft, daß der unter gewöhnlichen Verhältnissen bei 0° liegende Schmelzpunkt durch Druck erniedrigt wird, und daß also Eis unter genügend starkem Druck bei weniger als 0° in flüssigen Zustand übergeht, bei Aufhören des Druckes aber wieder fest wird. Eben dies Wiedergefrieren ist es, welches man als Regelation bezeichnet. Ein einfacher Versuch, der diesen ganzen Vorgang ersichtlich macht, besteht darin, daß man über einen Eisklotz einen Draht legt und dessen herabhängende Enden mit Gewichten belastet. Dann wird an den Stellen, die durch den aufliegenden Draht Druck erfahren, das Eis geschmolzen, das entstandene Wasser wird vom Draht verdrängt, tritt über diesen und geht, da es nun nicht mehr unter Druck steht, sogleich wieder in den festen Zustand über. Auf solche Art sinkt der Draht langsam immer tiefer in das Eis hinein, ohne es aber zu zerschneiden, weil über ihm die Masse

immer wieder zusammenfriert, und tritt schließlich an der Unterseite des zusammenhängend gebliebenen Eisklotzes wieder heraus. Ganz ähnlich sind die Vorgänge beim Schlittschuhlaufen; das Eis wird unter der Schlittschuhkante durch die ganze Körperlast des Laufenden gedrückt und hierdurch verflüssigt, um beim Fortgleiten des Schlittschuhes sogleich wieder zu gefrieren. Der Schlittschuhläufer bewegt sich also tatsächlich auf einer zwischen Eis und Schlittschuh befindlichen dünnen Wasserschicht. Ist die Temperatur des Eises zu niedrig, so reicht der vorhandene Druck zu seiner Verflüssigung nicht aus und der Schlittschuhläufer findet in der Tat bei großer Kälte das Eis „hart". Entsprechend diesen Vorgängen tritt die Regelation auch in großem Maßstabe auf, wo die angesammelte Schneedecke mächtig genug ist, um durch ihren Druck die unterste Schicht zu schmelzen und das Wasser hervorquellen zu lassen. Sobald aber diese untere Masse dem Druck der darüber lastenden Schneeschicht entzogen ist, erstarrt sie alsbald zu Eis. Durch den Druck der von neuem nachdrängenden Wasser- und Schneemassen kann das entstandene Eis wieder geschmolzen werden, um als Wasser jenem Druck Raum zu geben und dann von neuem zu erstarren. Die großen Ansammlungen von Schnee in den oberhalb der Schneegrenze liegenden Gebirgsgegenden senden auf diese Art Eisströme herab, die anfangs noch eine körnige Struktur („Firn") deutlich erkennen lassen, nachher aber mit wachsender Korngröße sich in klares Eis verwandeln und als Gletscher bezeichnet werden. Die Bewegung dieser Massen geschieht mit sehr verschiedener Geschwindigkeit; v. Drygalski (309) fand im Südpolargebiet Tagesgeschwindigkeiten von etwa $^1/_8$ m, in Grönland solche bis zu 18 m, und schließt aus seinen Beobachtungen, daß die tieferen Schichten des Gletschers rascher als die oberen herabgleiten, unter diesen hinwegströmen und sie mehr oder weniger passiv mitnehmen. Trifft der Gletscherstrom auf entgegenstehende Felsmassen, so wird entweder durch deren Druck das Eis geschmolzen, umgeht als Wasser das Hindernis und erstarrt dann wieder, oder der Fels wird vom Eise mitgerissen. Die Form des herabgehenden Eisstromes ist daher bedingt durch die Bodenform, über die er hinfließt, und am unteren Rande bildet sich ein Saum von Steintrümmern, die beim Abfließen des Schmelzwassers liegen bleiben, die sogenannte Moräne. Die Lage des unteren Gletscherrandes hängt von den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen ab. Der Gletscher reicht im Winter und in kalten Perioden tiefer herab als im Sommer und in wärmeren Zeiten, und die Lage dieses Randes, aus dem das Schmelzwasser als Bach oder Fluß abwärts strömt, ist ein wichtiges Kennzeichen für klimatische Verhältnisse. Wo ein Gletscher bis zur Küste hinabreicht (z. B. in Grönland und Spitzbergen), schiebt er seinen unteren Rand auf das Meer hinaus, und da Eis leichter als Wasser ist, schwimmen die von der See abgebrochenen Gletscherstücke mit der Strömung davon (der Gletscher „kalbt"). Solche Eisberge legen im Meere oft sehr weite Entfernungen

zurück und können, da zu ihrer Schmelzung große Wärmemengen verbraucht werden, die Meerestemperatur merklich erniedrigen.

Von großer Bedeutung ist die Einwirkung des Waldes auf den Niederschlag. Da er nicht ganz ohne Einfluß auf die Temperatur und die Feuchtigkeit ist, so erscheint die Vermutung berechtigt, daß auch der Betrag des Niederschlages durch Wald verändert werde. Allerdings stellen sich der genauen Vergleichung der Niederschläge in Wald- und Feldstationen erhebliche Schwierigkeiten entgegen, denn durch die Waldbäume wird der Wind aufgehalten und teilweise nach oben abgelenkt; ein Regenmesser auf kleiner Waldblöße müßte also, weil um ihn meist Windstille herrscht, bei völlig gleichem Regen mehr Tropfen auffangen, als ein zweiter, der im freien Felde dem Winde ausgesetzt ist. Und dies erschwert nicht bloß die Vergleichung solcher Beobachtungen, die an benachbarten Stellen im Walde und im Freien gleichzeitig stattfanden, sondern auch bei Änderung des Waldbestandes durch massenhaftes Aufforsten oder Abholzen geschieht die im Walde stattfindende Messung unter Windschutz, der im Freien fehlt. Die Wirkung des Windes und also auch des Windschutzes ist erheblich größer bei Schnee als bei Regen, und hierauf sowie auf die verschiedenen Vergleichswerte zweier Regenmesser bei Regen und bei Schnee gründete Schubert (310) ein Verfahren, durch welches die Angaben der Regenmesser auf gleichen Windschutz umgerechnet und miteinander vergleichbar gemacht werden können. Angewendet auf die im Walde und im Freien gemessenen Regenhöhen ergab diese Rechnung, daß kleine Verschiedenheiten der herabfallenden Niederschlagsmenge, namentlich bei Schnee, sowohl durch große Waldungen, wie auch durch schmale Baumstreifen, Gärten, Häuser, Zäune und Unregelmäßigkeiten der Bodengestalt entstehen können, aber nicht als klimatische Erscheinung, sondern nur als örtliche Besonderheiten von geringer Ausdehnung anzusehen sind.

Eine Abhängigkeit der Zahl der Niederschlagstage vom Walde bemerkte Walter (311) in Mauritius, als dort die früher fast ein Drittel der Insel bedeckenden Waldungen großenteils abgeholzt wurden. Es ist aber dabei keine erhebliche Verminderung des Gesamtniederschlages eingetreten, sondern nur örtliche kleine Regenschauer, die früher häufig waren, scheinen aufgehört zu haben.

Deutlicher als die mitunter behauptete Vermehrung des Niederschlages tritt eine andere Wirkung des Waldes überall hervor, nämlich die Regulierung des im Boden befindlichen Wassers. Durch Beschattung sowie durch verringerte Windstärke hindert der Wald die Austrocknung des Bodens und vermehrt dessen Wassergehalt. Zugleich wird die Bewegung des Wassers im Boden durch die ungeheuere Menge des lebenden und des verwesenden Wurzelgewebes derartig erleichtert, daß die Bildung und Speisung der Quellen wesentlich gefördert ist [v. Fischbach (312)]. Bei spärlichem Regen wird demnach den Bächen und Flüssen waldreicher Gegenden immer noch eine gewisse Wassermenge zugeführt,

und andererseits bei außergewöhnlich niederschlagsreichem Wetter ein großer Wasserbetrag im Walde zurückgehalten, der nur allmählich dem übrigen Lande zufließt. Besonders in gebirgiger Gegend ist diese Wirkung des Waldes sehr wertvoll, weil er sowohl durch seine stete Feuchtigkeit das Austrocknen der geneigten Flächen in Zeiten drohender Dürre hindert, als auch namentlich bei Wolkenbruch oder Schneeschmelze das Abschwemmen der fruchtbaren Humusdecke, das massenhafte Herabfließen des Wassers und die Überschwemmung der Täler verhütet. Der Segen des Waldes besteht also, beim Niederschlag viel mehr noch wie bei der Temperatur, im Mildern der Gegensätze.

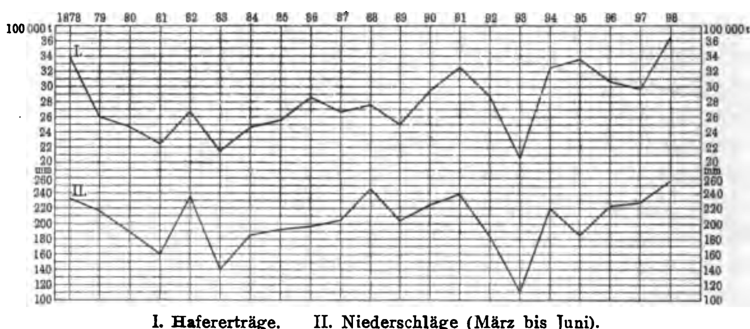
Daß nicht nur der Wald, sondern überhaupt jede Vegetationsdecke in dieser ausgleichenden Weise wirkt, zeigten die Studien von Wollny (313). Danach erhalten die Flüsse insgesamt weniger Wasser von den mit Pflanzen bedeckten Flächen als von kahlen oder schwach bewachsenen Bodenstücken, weil der Boden unter den Pflanzen mehr Wasser aufspeichert und durch die Pflanzen mehr verdampft als ohne Vegetation. Die lebenden Pflanzen verzögern durch mechanische Hinderung die oberirdische Wasserableitung und erzeugen dadurch eine gleichmäßigere Zufuhr des Wassers zu den Flüssen. Auf geneigten Bodenflächen wird die Abschwemmung von Erde und Gesteinsschutt durch Vegetation sehr stark verringert, am meisten durch Wald, in ähnlicher Weise durch dicht stehende Gräser und perennierende Futtergewächse, wesentlich weniger durch Ackergewächse.

Zur Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse einer Gegend gehört, wie wir sahen, die Höhe des Niederschlages, d. h. diejenige Höhe in Millimetern, welche die gefallene Wassermenge (nötigenfalls nach vorausgegangener Schmelzung) ohne Abfließen und Verdunsten einnehmen würde. Als ein Beispiel für die klimatologische Wichtigkeit dieser Größe sei die Beziehung angeführt, welche in den Weidebezirken von Australien und Argentinien zwischen der Regenhöhe und dem Ertrag (ausgedrückt durch die Zahl der gehaltenen Schafe) nach Wills (314) besteht.

	Regenhöhe engl. Zoll	Schafe auf einer engl. Quadratmeile
Südaustralien	8 bis 10	8 bis 9
Neu-Südwales (1)	13	96
„ „ (2)	20	640
Buenos Aires	34	2630

Nicht minder lehrreich ist die von Meinardus (315) gelieferte Vergleichung der Hafererträge in Preußen mit den Niederschlägen der Monate März bis Juni in den Jahren 1878 bis 1898, wie sie in Fig. 26 (a. f. S.) zur Darstellung kommt. Ausführliche Vergleichung von Witterung und Ernteertrag im Königreich Sachsen hat Grohmann (316) geliefert.

Die Wichtigkeit der als Wirkung vorausgegangener Niederschläge im Boden vorhandenen Wassermenge zeigt eine Untersuchung von P. Holdefleiß (317) über das Ausfrieren des Getreides. Dieser Übelstand trat auf weiten Flächen Deutschlands in den Wintern 1900/01 und 1902/03 ein, nachdem auf eine Zeit warmer und trockener Witterung bei beginnendem Winter plötzlich klares Frostwetter gefolgt war. Die oberste Bodenschicht war gefroren und konnte den Pflänzchen des Wintergetreides keine Feuchtigkeit abgeben, während andererseits unter Einfluß des Sonnenscheines der Wasservorrat der Pflanzen immer mehr verdampfte. So trat eine massenhafte Schädigung der Saaten ein, nicht durch Erfrieren, sondern vielmehr durch Vertrocknen, weil die tiefere und wärmere Bodenschicht, aus der in regenreicheren Jahren die Wurzeln noch flüssiges Wasser entnehmen können, damals wegen der vorausgegangenen Trockenheit und des entsprechend niedrigen Grundwasser-



I. Hafererträge. II. Niederschläge (März bis Juni).

Fig. 26. Hafererträge und Niederschläge in Preußen 1878 bis 1898, nach Meinardus.

standes keine Feuchtigkeit zu liefern vermochte. Als Gegenmittel wird frühe Aussaat empfohlen, damit bei Eintritt des Frostes die Wurzeln bereits tief genug eingedrungen sind, um die Wasserversorgung der Pflanzen zu sichern.

Außer der Höhe des Niederschlages ist von erheblicher Bedeutung die Häufigkeit, Dauer und Ergiebigkeit der einzelnen Niederschläge. Die Häufigkeit kann beurteilt werden aus der Zahl der Niederschlagstage, d. h. derjenigen Tage, an welchen die gemessene Niederschlagshöhe einen gewissen Wert (0,1 oder 0,2 mm) überschritt, und genauer noch aus den entsprechenden Zahlen für weitere Schwellenwerte (1, 5, 10 mm usw.).

Als Regenwahrscheinlichkeit eines Monats bezeichnet man das Verhältnis der mittleren Anzahl der Niederschlagstage zur Gesamtzahl der Tage, als Regendichtigkeit das Verhältnis der gesamten Niederschlagshöhe zur Zahl der Niederschlagstage. Über die Dauer des Niederschlages sicheres Erfahrungsmaterial zu gewinnen, ist sehr schwierig, denn selbst die zur Aufzeichnung des Regens an einzelnen Stationen

tätigen selbstregistrierenden Apparate pflegen die schwächsten Niederschläge nicht anzuzeigen. Indessen hat Köppen (318) eine Methode angegeben, welche ohne Registrierapparat eine Berechnung der Niederschlagsdauer auf Grund der dreimal täglich ausgeführten Terminbeobachtungen ermöglicht. Wie man aus wenigen Beobachtungen an jedem Tage die mittlere Temperatur, Bewölkung usw. herleitet, so wird auch bezüglich des Verhältnisses von Regen und Trockenheit angenommen, daß die übrige Zeit durchschnittlich denselben Charakter gehabt habe, wie jene herausgegriffenen Beobachtungstermine. Wenn nun an jedem dieser Beobachtungstermine festgestellt ist, ob bei der Beobachtung am Stationsorte Niederschlag fiel oder nicht, so kann man das Verhältnis der Terminzahl mit Niederschlag zur Gesamtzahl der Termine als absolute Regenwahrscheinlichkeit bezeichnen; multipliziert man diese Größe mit der Gesamtzahl der Stunden eines Monats, so erhält man, in Stunden ausgedrückt, die wahrscheinliche Gesamtdauer des Regens in diesem Monat; und das Verhältnis dieser Zahl zur Anzahl der Niederschlagstage im gleichen Monat ergibt, gleichfalls in Stunden ausgedrückt, die durchschnittliche Dauer des Niederschlages an einem Niederschlagstage.



Fig. 27. Regenmesser.

Die Messung des Niederschlages geschieht mittels des Regenmessers (Fig. 27), eines zylindrischen Blechgefäßes, meist mit 200 qcm großer Öffnung, dessen oberer Rand durch einen scharfkantigen, konisch abgedrehten Messingreif gebildet wird. Der obere Teil dieses Apparates enthält einen Blechtrichter, aus dem das Regenwasser in die im unteren Teil stehende Sammelflasche gelangt. Um die Messung auszuführen, gießt man das angesammelte Wasser (gewöhnlich bei der Morgenablesung) in das zum Apparat gehörige Meßglas und liest auf dessen Teilung die Niederschlagshöhe ab. Befindet sich im Regenmesser Schnee oder Hagel, so bringt man behufs Schmelzung den ganzen Apparat zunächst in ein warmes Zimmer und befestigt an seiner Stelle den an den Stationen hierfür vorhandenen Reserveapparat. Erst nach vollständigem Schmelzen kann die Niederschlagsmenge bestimmt werden.

Die erste Anwendung des Regenmessers wurde bisher dem Schüler und Freund Galileis, Pater Benedetto Castelli zugeschrieben, geboren 1577 in Brescia, gestorben 1644 als Professor der Mathematik in Rom, welcher 1628 ein Werk: „Della misura dell' acque correnti“ herausgab. Durch Wada (319) ist neuerdings sehr wahrscheinlich gemacht worden, daß man bereits 1442 in Korea bronzene Gefäße von 30 cm Tiefe und 14 cm Durchmesser aufstellte, um den für die Reisernte so überaus wichtigen Niederschlag zu messen. Jogindra Nath Sammadar (320) erwähnt sogar altindische Nachrichten aus dem vierten vorchristlichen Jahrhundert über die in verschiedenen Gegenden Indiens gefallenen Regenmengen.

Sehr sorgfältig muß bei Aufstellung des Regenmessers verfahren werden, damit ihm nicht durch Gebäude, Bäume oder sonstige Gegenstände ein Teil des Niederschlages entzogen wird. Dergleichen störende Dinge sollen mindestens um ihre eigene Höhe vom Regenmesser entfernt sein, womöglich nach allen Richtungen hin, jedenfalls aber auf der Windseite. Die Auffangefläche des Regenmessers pflegt man in 1 m Höhe über dem Boden anzubringen, nur in schneereichen Gegenden (Ostpreußen, Gebirgsstationen) etwas höher, damit kein „Stöberschnee“ vom Boden hineingeweht wird. Auf dem Dache eines Hauses den Regenmesser aufzustellen, ist nur dann zulässig, wenn das Dach geräumig genug ist, um den Apparat in erheblichem Abstand von sämtlichen Dachrändern unterzubringen. Es wird nämlich der Wind derartig durch das Haus abgelenkt, daß die Luft an der Windseite hinaufsteigt und mit beschleunigter Bewegung über das Dach zu fließen beginnt, nach der Leeseite hin aber die Geschwindigkeit stark abnimmt, weil hier die Luftströmung sich wieder nach unten hin ausbreiten kann. Infolgedessen sind die vom Winde in schräge Richtung gebrachten Bahnen der auf das Dach fallenden Regentropfen an der Windseite noch schräger und an der Leeseite steiler, als es ohne die Wirkung des Hauses sein würde, und die niedergehende Wassermenge muß daher auf der Windseite zu gering, auf der Leeseite zu groß erscheinen; nur in der Mitte kann, wenn die Größe des Daches ausreicht, ein normaler Wert gefunden werden. Diese Verhältnisse, welche nach einer Zeichnung von Jevons (321) in Fig. 28 dargestellt sind, haben früher nicht die gebührende Beachtung gefunden und gelegentlich die Meinung erzeugt, daß der Niederschlag nach oben hin geringer werde. In Wirklichkeit war es lediglich die zu hohe Auf-

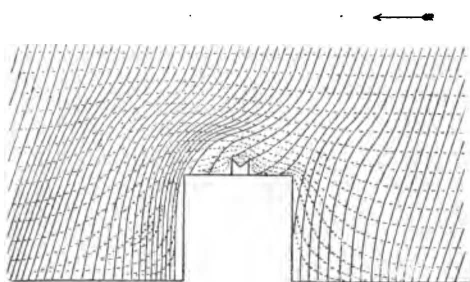


Fig. 28. Regenmesser im Winde.

stellung, welche vielfach zu geringe Niederschlagswerte ergab. Übrigens wirkt auch schon das Gefäß des Regenmessers selbst ablenkend auf den Wind, so daß die zur Messung gelangende Niederschlagsmenge um einen mit der Windstärke steigenden Betrag zu klein wird. Um diesen Übelstand zu beseitigen, schlug Jevons (321) vor, einen Regenmesser so tief in den Boden einzugraben, daß sein Rand nur wenig hervorragt und den Wind nicht ablenken kann. Nipher (322) empfahl, den Regenmesser mit einem Schutztrichter zu versehen, dessen breite obere Öffnung den oberen Rand des Regenmessers in gleicher Höhe umgibt, während der untere enge Trichterrand den unteren Teil des Regenmessers eng umschließt. Hierdurch wird der gegen den Apparat gerichtete Wind nach unten abgelenkt und kann die Luftbewegung über der Auffangeöffnung nicht beeinflussen. Beide Methoden der Niederschlagsmessung sind freilich für starken Schneefall ungeeignet, weil dann leicht Schnee aus der Umgebung bzw. aus dem Schutztrichter in den Regenmesser geweht werden kann. Über die Nipher sche Vorrichtung wurden von Börnstein (323) Versuche angestellt und dabei stets größere Niederschlagsmengen gefunden als im ungeschützten Regenmesser. Der Unterschied stieg nicht bloß mit der Windstärke, sondern erwies sich auch besonders groß bei denjenigen Formen des Niederschlages, welche vom Winde vorzugsweise leicht abgelenkt werden können, nämlich bei Schnee und feinem Regen. Um ein Vollschneien des Schutztrichters und daraus entstehende Störungen der Messung zu vermeiden, hat R. Billwiller (324) den Trichter so gestaltet, daß sein unterer Rand sich nicht dem Regenmesser anschließt, sondern von ihm einen gewissen Abstand hat, damit durch diese Öffnung der Schnee herausfallen kann.

Luftdruck.

Wie im flüssigen Meere das Gewicht des Wassers einen Druck erzeugt, dessen Betrag an den einzelnen Stellen der Höhe der darüber lastenden Wassersäule entspricht, so haben wir auch am Boden des Luftmeeres den Druck auszuhalten, welcher dem Gewicht der über dem einzelnen Flächenstück lastenden Luftsäule entspricht. Es beträgt nämlich bei 0° und bei einem Barometerstande von 760 mm, im Meeresniveau und unter 45° geogr. Br. das Gewicht eines Liters trockener, von Kohlensäure und Ammoniak befreiter Luft, aus den Angaben von Leduc (325) und von Lord Rayleigh (326) berechnet (327), 1,2928 g. Bei einem Kohlensäuregehalt von 0,04 Vol.-Proz. würde der entsprechende Wert 1,293052 g betragen. Die Luftsäule, deren Gewicht am Boden wirkt, ist so hoch, daß ihr Druck durchschnittlich demjenigen einer Quecksilbersäule von 760 mm Länge gleichkommt, und auf jeden Quadratzentimeter mit einer Kraft 1033,266 g wirkt. Man hat neuerdings

vorgeschlagen, statt dieser Größen runde Zahlen zur Bezeichnung des Atmosphärendruckes einzuführen, und zugleich an Stelle der Masse die Kraft zu nennen, mit welcher der Druck auf dem Boden lastet. Im absoluten (c-g-s-) Maßsystem heißt Megadyne die von 1000 g ausgeübte Kraft; diese, auf einen Quadratzentimeter wirkend, soll nach dem von Köppen (328) zur allgemeinen Einführung empfohlenen Vorschlag von Bjerknes und Sandström (329) als ein Bar bezeichnet werden. Sein tausendster Teil soll Millibar heißen und kommt dem Druck von 0,75006 mm Quecksilberhöhe gleich, während der Druck von einem Bar durchschnittlich in etwa 106 m über dem Meeresniveau stattfindet. Da viele Stationen etwa in dieser Höhe liegen, wäre die Umrechnung des Druckes statt auf Meeresniveau auf diese „Normalhöhe“ vielleicht als Vereinfachung anzusehen, während freilich andererseits die Einführung des Bar (750,06 mm Quecksilberhöhe) statt des bisher gebräuchlichen Druckes einer „Atmosphäre“ (760 mm) einen neuen Normalsiedepunkt des Wassers, demnach neue Thermometerskalen usw. bedingen würde.

Wie jeder Flüssigkeits- oder Gasdruck ist auch der Atmosphärendruck stets senkrecht gegen die Begrenzung gerichtet, steht also überall senkrecht zur Oberfläche aller derjenigen Gegenstände, die mit der Luft in Berührung sind, unabhängig von der Richtung dieser Oberfläche. Nimmt man die Größe der äußeren Körperoberfläche eines Menschen zu 1,60 qm an, so lastet auf dieser also ein Druck von insgesamt mehr als 16 500 kg. Die Frage, wie wir eine solche Last ertragen können, ist leicht durch den Hinweis zu beantworten, daß ja der nämliche Druck auch im Inneren des Körpers wirkt und dem äußeren Druck das Gleichgewicht hält.

Je höher ein Punkt über dem Erdboden liegt, um so kleiner ist die über ihm befindliche Luftsäule und um so geringer der Luftdruck. Die Luftschicht, deren Druck demjenigen eines Millimeters Quecksilberhöhe gleichkommt, hat bei 760 mm Luftdruck und 0° eine Höhe von 10,51 m. Diese Zahl wächst mit abnehmendem Druck und mit steigender Temperatur, weil in beiden Fällen die Dichte der Luft geringer wird und also das gleiche Luftgewicht einen größeren Raum erfüllt. Demnach entsprechen am Boden (d. h. für 760 mm Barometerstand) einem Millimeter Quecksilberdruck bei 10 und bei 20° Luftschichten, deren Höhen 10,94 und 11,36 m betragen; in 1000 m Höhe über dem Boden (für etwa 670 mm Luftdruck) wird der Druck eines Millimeters Quecksilber durch Luftsäulen ausgeübt, die bei 0° 11,93 m, bei 10° 12,41 und bei 20° 12,89 m hoch sind.

Diese Beziehung zwischen Höhe und Luftdruck kann zum barometrischen Höhenmessen benutzt werden, d. h. zur Bestimmung des Höhenunterschiedes zweier Orte. Es ist dafür erforderlich, daß der Luftdruck an beiden Beobachtungsorten gemessen und außerdem die mittlere Temperatur und absolute Feuchtigkeit der zwischen ihnen liegenden Luftschicht bekannt sei. Sind diese beiden letzteren Größen t und e,

beträgt der gemessene Luftdruck unten P und oben p, und ist die geographische Breite φ, die mittlere Seehöhe beider Orte H (in Metern), die Schwerkraftsbeschleunigung daselbst g und dieselbe in 45° Breite und Meeresniveau $g_{0,45} = 980{,}616$ cm, so ergibt sich der in Metern ausgedrückte Höhenunterschied beider Orte aus der Formel:

$$h = 18401{,}2\,(1 + 0{,}003670\,t)(1 + 0{,}378\,e/p)\,\frac{g_{0,45}}{g}\log\frac{P}{p},$$

wobei in Zentimetern ist:

$$g = 978{,}30\,(1 + 0{,}005302\sin^2\varphi - 0{,}000007\sin^2 2\varphi) - 0{,}0003086\,H.$$

Beim Zeichnen von Wetterkarten oder bei sonstiger Verwendung der an verschiedenen Orten gemessenen Barometerstände pflegt man, um vergleichbare Werte zu haben und sofern nicht ein besonderer Anlaß zu anderem Verfahren vorliegt, den Barometerstand auf Meeresniveau zu reduzieren, d. h. man berechnet denjenigen Luftdruck, welcher im Meeresniveau unter (bzw. über) dem Beobachtungsort stattfindet. Hierfür können die Angaben unserer Tabelle 4 dienen.

Die Verteilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche ist im wesentlichen durch die Temperaturverteilung bedingt. Jede erhebliche Verschiedenheit der Temperatur erzeugt eine im entgegengesetzten Sinne auftretende Druckverschiedenheit, weil kalte Luft schwerer, warme Luft leichter ist. Da nun die mittlere Temperatur in der Nähe des Äquators (etwa bei 10° n. Br.) ihren höchsten Wert hat und gegen beide Pole hin abnimmt, so finden wir an der Nordseite des Äquators eine Zone niederen Luftdruckes, beiderseits umgeben von Gegenden mit erheblicher Druckzunahme. Aus der Temperaturverteilung entstehen regelmäßige Luftströmungen, die, durch die Achsendrehung der Erde beeinflußt, das Auftreten je eines Gürtels mit hohem Druck in mittleren Breiten erzeugen; an diese schließen sich polwärts wieder Gegenden niederen Druckes (namentlich auf der südlichen Erdhälfte). Die beiden Zonen hohen Druckes liegen etwa zwischen 30 und 40° n. Br. und zwischen 20 und 30° s. Br.; letztere Gegend wird als Roßbreiten-Maximum bezeichnet (s. Fig. 4, S. 21 u. Taf. XXI).

Daraus ergibt sich eine Verteilung des Luftdruckes nach Breitengraden, welcher im Jahresmittel nach Ferrel (330), im Januar und Juli (auf Grund anderer Quellen) nach Baschin (331) folgende, auf Meeresniveau reduzierten Werte zukommen (s. Tabelle a. f. S.).

Für gleiche Zonenflächen umgerechnet finden sich die Jahresmittel außerdem in der auf S. 23 mitgeteilten Tabelle.

Von diesen für die Breitengrade berechneten Mittelwerten finden aber in den einzelnen Gebieten sehr erhebliche Abweichungen statt, welche der Verteilung von Land und Meer, sowie der hieraus entstehenden Temperaturverteilung entsprechen. Da nämlich das Binnenland im Sommer wärmer und im Winter kälter ist als die See, so bilden sich über den Kontinenten im Sommer Gegenden geringen Luftdruckes,

Geogr. Breite	Nördliche Erdhälfte			Südliche Erdhälfte		
	Jahr	Januar	Juli	Jahr	Januar	Juli
80°	760,5	757,1	758,8	—	—	—
70	58,6	59,9	57,6	738,0	—	—
60	58,7	60,9	57,5	43,4	—	—
50	60,7	62,3	58,7	53,2	753,5	752,5
40	62,0	63,7	59,9	60,5	62,0	60,3
30	61,7	64,9	59,0	63,5	61,5	65,4
20	59,2	62,7	57,9	61,7	58,0	63,2
10	57,9	59,5	57,9	59,1	57,4	61,1
0	58,0	58,0	59,4	58,0	58,0	59,4

im Winter solche hohen Druckes, während umgekehrt die Meere im Sommer hohen, im Winter niederen Druck haben. Und weil der Januar auf der nördlichen Erdhälfte in den Winter, auf der südlichen in den Sommer fällt, so haben im Januar auf der Nordhemisphäre die Kontinente hohen, die Meere niederen Druck, auf der Südhemisphäre umgekehrt; im Juli dagegen auf der Nordhälfte der Erde die Meere hohen, die Kontinente niederen Druck, und auf der Südhälfte wiederum umgekehrt. Diese Verteilung des (auf Meeresniveau reduzierten) Luftdruckes tritt recht deutlich hervor, wenn man, wie in Tafel XXI, die Isobaren zeichnet, d. h. die Orte gleichen Luftdruckes durch Linien verbindet. Der jährliche Gang des Luftdruckes entspricht diesen Verhältnissen insoweit, als im Inneren der Kontinente der Winter hohen, der Sommer niederen Luftdruck bringt. Auf dem Meere sind die jährlichen Druckschwankungen geringer, und an vielen zwischen Küste und Binnenland gelegenen Orten treten örtliche Einflüsse auf, welche Jahreskurven des Luftdruckes von keineswegs einfacher Form erzeugen.

Der tägliche Gang des Luftdruckes zeigt gleichmäßigeres Verhalten, nämlich zwei an Größe und Form etwas verschiedene Schwankungen. Als Beispiel diene der in Fig. 29 durch Abweichungen vom Mittel dargestellte tägliche Gang des Luftdruckes in Berlin, bei welchem zwei Maxima (10^a und 11^p) und zwei Minima (4^a und 5^p) erkennbar sind und der Unterschied der beiden Hauptextreme 0,68 mm beträgt. Nach den Untersuchungen von Hann (332) findet sich diese Form der mittleren täglichen Barometerkurve mit geringen Abweichungen in allen Teilen der Erde wieder. Man kann die Kurve entstanden denken durch Übereinanderlagerung mehrerer einfach gestalteter Einzelkurven, so daß jeder für irgend eine Stunde ermittelte Wert des Luftdruckes gleich der Summe der Einzelwerte ist, die den verschiedenen Kurven für dieselbe Stunde entsprechen würden. Hann (332) hat die Luftdruckverhältnisse zahlreicher Stationen in solcher Weise untersucht, daß für deren jede die tatsächlich aus den Beobachtungen hergeleitete Tageskurve als Summe dreier verschiedener und regelmäßig gestalteter Einzelkurven dargestellt

wurde, welche einer einmaligen, zweimaligen und dreimaligen Druckschwankung entsprechen. Eintrittszeiten und Größe dieser Schwankungen sind so berechnet, daß, wenn diese in je 24 und je 12 und je 8 Stunden verlaufenden Druckwellen gleichzeitig stattfinden, ihr gemeinsames Auftreten diejenigen Druckänderungen bewirken muß, welche tatsächlich beobachtet werden. Die einmalige (ganztägige, in 24 Stunden verlaufende) Druckschwankung zeigt vielerlei örtliche Verschiedenheiten, jedoch von solcher Art, daß eine Beziehung zum täglichen Temperaturgang hervortritt. Die zweimalige (halbtägige, in 12 Stunden verlaufende) Schwankung bietet viel regelmäßigere Verhältnisse. Ihre Extreme treten an allen Stationen nahezu in den gleichen Stunden auf, nämlich die Maxima durchschnittlich um 9^a 50′ und 9^p 50′, die Minima um 3^a 50′ und 3^p 50′, und die Höhe dieser Schwankung, welche erheblich größer als die der ganztägigen ist, nimmt regelmäßig ab mit wachsender Seehöhe und mit wachsender nördlicher oder südlicher geographischer Breite. Die dreimalige (dritteltägige, in 8 Stunden verlaufende) Schwankung endlich ist die kleinste von allen dreien. Ihre Größe und ihre Eintrittszeit zeigen im Jahresmittel ganz auffallend übereinstimmende Werte an allen Stationen, von welchen Beobachtungsmaterial vorlag.

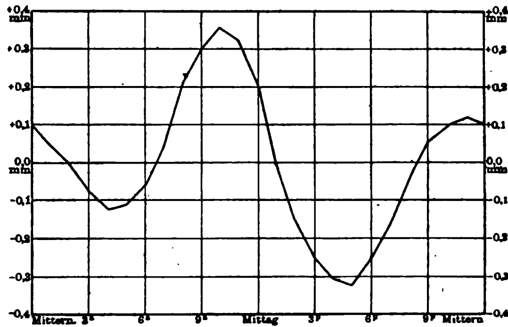


Fig. 29. Täglicher Gang des Luftdruckes in Berlin.

Während man früher diese Schwankungen auf verschiedene Ursachen glaubte zurückführen zu dürfen, scheint es jetzt möglich, den Temperaturgang allein für die Herleitung und Erklärung der täglichen Druckänderungen heranzuziehen. Die ganztägige Druckschwankung entspricht in der Tat dem täglichen Gang der Temperatur derartig, daß eine nahe Beziehung beider längst erkannt wurde. Noch deutlicher zeigt sich dies, wenn man auch den Temperaturverlauf in mehrere Einzelkurven zerlegt, denn nun haben in der Tat die beiden ganztägigen Schwankungen des Druckes und der Temperatur ihre größten Werte im Sommer, die kleinsten im Winter; auch die täglichen Extreme beider fallen nahezu auf die gleichen Zeiten derartig, daß hoher Druck mit niederer Temperatur zusammentrifft, und umgekehrt. Während also ohne Schwierigkeit die ganztägige Druckschwankung als eine Äußerung des täglichen Temperaturganges der unteren Luftschichten angesehen werden kann, trug man bisher Bedenken, das gleiche auch inbetreff der halbtägigen Druckschwankung anzunehmen, denn wenn auch eine

halbtägige Schwankung im Temperaturgange deutlich nachgewiesen werden kann, so ist doch ihr Betrag viel geringer als derjenige der ganztägigen, während beim Druck umgekehrt die halbtägige Schwankung weitaus die größere ist und außerdem durch ihre Beziehungen zu Seehöhe und geographischer Breite sowie durch die gleichmäßige Eintrittszeit der Extreme eine so große Regelmäßigkeit zeigt, daß sie von örtlichen Vorgängen unabhängig erscheint. Die Deutung dieser Einzelheiten wurde eingeleitet durch die von Sir William Thomson [Lord Kelvin (333)] herrührende Bemerkung, daß man die Atmosphäre als ein Ganzes betrachten und die freien Schwingungen, deren sie fähig ist, berechnen müsse. Dann würde wahrscheinlich gefunden werden, daß die Dauer solcher freien Schwingungen viel näher bei 12 als bei 24 Stunden liege. Diese Rechnung wurde von Margules (334) für solche Schwingungen durchgeführt, welche unter dem Einflusse äußerer Kräfte in der Atmosphäre entstehen, insbesondere diejenigen, welche als Folge von Temperaturschwankungen gedacht werden können. Dabei fand sich, daß mit Berücksichtigung der Erddrehung, der Reibung und der sonst in Betracht kommenden Faktoren unter den möglichen Schwingungen eine westwärts gerichtete Welle mit der Schwingungsdauer (Umlaufszeit) von 11,94 Stunden hergeleitet werden kann. Diese Schwingung ist mit der Bewegung eines Pendels oder eines tönenden Körpers (Stimmgabel, Saite) zu vergleichen, deren Eigenschwingungen gleichfalls eine bestimmte Dauer haben. Regelmäßig aufeinander folgende kleine Erschütterungen setzen ein Pendel nur dann in erhebliche Bewegung, wenn sie ebenso rasch aufeinander folgen, wie die Schwingungen, deren das Pendel fähig ist. Stimmgabel oder Saite beginnen zu tönen, wenn sie durch Schallwellen getroffen werden, deren Zahl in der Sekunde ebenso groß ist, wie bei dem Eigenton der Stimmgabel oder Saite. Wirken dagegen auf das Pendel Erschütterungen, welche rascher oder langsamer als die Eigenschwingungen des Pendels erfolgen, so gerät dies nur in geringes Schwanken. Ebenso bleibt die Stimmgabel und die Saite ruhig, wenn ein anderer Ton als der ihnen eigene erklingt. Und demgemäß können wir uns auch vorstellen, daß Erschütterungen, die in der Atmosphäre mit 12stündigem Abstande erregt werden, eine starke Schwingungsbewegung erzeugen, weil ihr Zeitunterschied sehr nahe mit der Dauer 11,94 Stunden einer möglichen Eigenschwingung der Atmosphäre zusammenfällt, während die in anderer Zeitfolge geschehenden Erschütterungen, welche nicht mit dem Rhythmus einer möglichen Eigenschwingung zusammenfallen, von geringerer Wirkung sind. Es würde demnach, so schließt Hann (335) aus solchen Erwägungen, „eine ganz geringe halbtägige Temperaturwelle genügen, um eine sehr große Druckwelle derselben Periode zu erzeugen“. Diese Meinung fand eine weitere Bestätigung durch die von Börnstein (336) bewirkte Vergleichung der für den täglichen Gang des Druckes und der Temperatur in Berlin festgestellten Einzelwerte. Dabei zeigte sich eine bisher noch nicht hervor-

gehobene Beziehung zwischen den halbtägigen Schwankungen beider Elemente, sofern nämlich die Größe dieser beiden Schwankungen im Laufe des Jahres nahezu gleichzeitig wächst und abnimmt. Beide haben ihre Maxima im Frühjahr und im Herbst, ihre Minima im Winter und Sommer. Für zahlreiche andere Orte hat sich das gleiche gefunden, so daß hier wohl ein ursächlicher Zusammenhang vermutet werden darf. Im gleichen Sinne sind die Zahlen zu deuten, welche Okada (337) aus zehnjährigen Aufzeichnungen des Luftdruckes (1893 bis 1902) in Tokio herleitet. Während die halbtägige Schwankung, die ja auch sonst von örtlichen Besonderheiten frei ist, in der Größe sehr geringe und in der Eintrittszeit gar keine Beziehung zur Bewölkung zeigte, erwiesen sich sowohl Größe wie Eintrittszeit der ganztägigen Schwankung dort von der Bewölkung in der Weise abhängig, daß bei starker Bewölkung diese Schwankung kleiner war und später eintrat, als bei geringer oder mittlerer Bewölkungsgröße, und es liegt nahe genug, die größere Bewölkung als Ursache niedrigerer Temperaturschwankung zu deuten. Man darf aus diesen Tatsachen wohl die Meinung entnehmen, daß die ganztägige und die halbtägige Druckschwankung der gleichen physikalischen Ursache, nämlich dem täglichen Temperaturgang der unteren Luftschichten entstammen.

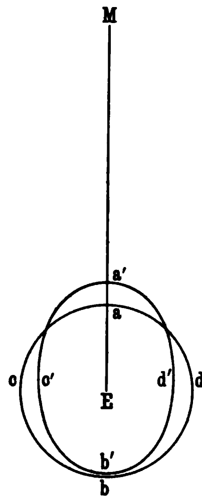


Fig. 30. Flut und Ebbe.

Auf diese Art kann man das Entstehen und die Größe der halbtägigen Luftdruckschwankung vielleicht erklären. Nicht vorstellen darf man sich aber, daß diese Schwankung etwa der atmosphärischen Flut und Ebbe zuzuschreiben sei. Bei der weit verbreiteten Neigung, in dieser und allen möglichen anderen Witterungserscheinungen eine Wirkung des Mondes zu suchen, ist es vielleicht zweckmäßig, einige hierauf bezügliche Erwägungen folgen zu lassen. Die als „Gezeiten" des Meeres bezeichneten Erscheinungen der Flut und Ebbe werden in der Tat der Mondwirkung zugeschrieben, nämlich denjenigen Änderungen der Schwere, welche aus der wechselnden Stellung des Mondes zur Erde sich ergeben. Es seien in Fig. 30 *E* und *M* die Mittelpunkte der Erde und des Mondes, der Kreis *abcd* bedeute den Umfang der vom Monde nicht beeinflußten Erde, welche wir uns zunächst völlig mit Wasser bedeckt denken wollen. Zwischen Erde und Mond findet gegenseitige Anziehung statt, und die Erde weicht um einen gewissen Betrag gegen den Mond hin von derjenigen Bahn ab, die sie ohne Mondwirkung beschreiben würde. Da aber die Stärke der Anziehung von der Entfernung abhängt und mit wachsender Entfernung abnimmt, so wird die dem Monde zugewendete und nächste Stelle *a* der Erdoberfläche stärker als die ganze übrige Erde gegen den

Mond hingezogen und gelangt nach *a'*. Umgekehrt ist an der vom Monde abgewendeten, von ihm am weitesten entfernt liegenden Stelle *b* der Erdoberfläche die Anziehung nach dem Monde hin geringer als an der ganzen übrigen Erde; diese Stelle wird also am wenigsten gegen den Mond hingezogen, nämlich nur bis *b'*. Die Erdkugel wird dabei zum Ellipsoid gedehnt, wie es (zwecks größerer Deutlichkeit übertrieben) in der Figur dargestellt ist. An den beiden Stellen *a* und *b* bilden sich Erhöhungen, Anhäufungen des Wassers, welches nach unserer Annahme den Erdball bedeckt, und demnach wird von den dazwischenliegenden Teilen der Erdoberfläche *c* und *d* eine entsprechende Wassermasse abfließen, so daß die Oberfläche dort bis *c'* und *d'* sinkt. Mit anderen Worten: An denjenigen beiden Stellen der Erdoberfläche, welche die geringste und die größte Entfernung vom Monde haben, ist Flut, an den dazwischenliegenden Teilen Ebbe. Berücksichtigt man die Massen der Erde und des Mondes, ihren Abstand und die Größe der Erde, so ist es leicht zu berechnen, daß, wo der Mond im Zenit oder im Nadir, d. h. senkrecht über oder unter dem Beobachter steht, die Schwere um ein Zehnmillionstel ihrer Größe verringert ist, und daß hieraus eine Flut entstehen muß, bei welcher die Wasseroberfläche etwa 60 cm höher als zur Ebbezeit steht. Wo der Mond nicht bis zum Zenit steigt, ist auch die Fluthöhe entsprechend geringer. Da nun der Mond in etwa 24 Stunden 50 Minuten seinen scheinbaren täglichen Umlauf um die Erde vollendet, muß in der gleichen Zeit an jedem einzelnen Orte die ganze Reihe der Erscheinungen, nämlich zweimalige Flut und Ebbe, vorübergehen. Wie der Mond, so hat auch die Sonne eine Einwirkung auf das Meer, die in der nämlichen Art berechnet werden kann. Der Abstand der Sonne von der Erde ist aber im Vergleich zum Erddurchmesser so viel größer als der Mondabstand, daß die Sonne trotz ihrer viel bedeutenderen Masse nur Fluten erzeugen kann, deren Höhe etwa zwei Fünftel der Mondfluten beträgt. Beide Weltkörper wirken zur Zeit des Vollmondes und des Neumondes gleichsinnig auf das Meer und erregen die Springfluten, während bei Halbmond die Mondflut mit der Sonnenebbe (und umgekehrt) zusammentrifft, so daß alsdann nur Nippfluten entstehen.

Auch der feste Erdkörper ist nicht völlig starr. Hecker (338) entnahm aus Pendelbeobachtungen, daß der Erdkörper unter der anziehenden Wirkung sowohl des Mondes als auch der Sonne etwas nachgibt. Er setzt freilich dieser Formänderung einen sehr hohen Widerstand entgegen und verhält sich ungefähr wie eine gleich große Stahlkugel.

Von der Wirklichkeit weichen unsere vorher gemachten Annahmen nun aber insofern ab, als tatsächlich nicht, wie wir voraussetzten, die Erde völlig mit Wasser bedeckt ist. Wo die mit dem Mond von Osten heranziehende Flutwelle die Küste eines Erdteiles erreicht und gegen sie brandet, muß durch Anstauen des nachdrängenden Wassers eine viel größere Fluthöhe entstehen als im offenen Meere. Aus diesem Grunde

sehen wir, wie auf einsamen Inseln die Fluthöhe 60 bis 70 cm, an ausgedehnten Küsten aber mehrere (stellenweise bis 20) Meter beträgt. Geht man nun von diesen Erscheinungen des Meeres zu denjenigen der Atmosphäre über, so ist eine entsprechende Einwirkung des Mondes auch da zu erwarten, und man kann für die Berechnung diesmal die vorher vorübergehend gemachte Annahme, daß der Erdball überall von Flüssigkeit bedeckt sei, aufrecht erhalten, denn das Luftmeer umgibt in der Tat die ganze Erde und wird durch die an seinem Grunde stehenden Gebirge nicht merklich in seinen Bewegungen gehemmt. Darum dürfen wir auch ohne weiteres die vorher erwähnte Fluthöhe von etwa 60 cm (für Mondkulmination im Zenit) als Höhe der atmosphärischen Flut annehmen. Denn ein Unterschied zwischen Wasser und Luft besteht für diesen Teil der Betrachtung nicht. Um dies zu verstehen, denken wir uns die an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte durch Niveauflächen dargestellt, d. h. durch solche Flächen, die in jedem ihrer Punkte senkrecht zu der daselbst wirkenden Gesamtkraft gerichtet sind. Die Bezeichnung dieser Flächen rührt daher, daß eine Flüssigkeit, welche sich im Gleichgewicht befindet, stets durch eine solche Niveaufläche begrenzt wird. Denn wenn auf irgend eine Stelle der Oberfläche eine anders als senkrecht gerichtete Kraft wirkte, würde die Flüssigkeit dadurch bewegt werden, und es würden die Flüssigkeitsteilchen so lange gegeneinander verschoben werden, bis die Oberfläche in allen Teilen zu den wirkenden Kräften senkrecht steht und die Kräfte nun überall gleich stark auf die Flüssigkeit wirken, sich also gegenseitig im Gleichgewicht halten. Ohne Mondwirkung und ohne Erddrehung würden die Niveauflächen, welche die Erdanziehung darstellen, konzentrische Kugelschalen sein, deren eine die Meeresoberfläche wäre. Die tägliche Erddrehung erzeugt durch Zentrifugalkraft eine Verringerung der Schwere gegen den Äquator hin; die bei ruhender Erde überall radial nach dem Erdmittelpunkte hin gerichtete Anziehung erleidet eine Richtungsänderung im Sinne einer Neigung von der Erdachse weg, weil die hinzugekommene Zentrifugalkraft von der Erdachse fort gerichtet ist. Die Niveauflächen, welche senkrecht auf der Richtung der Kraft stehen, werden in der Richtung der Zentrifugalkraft auseinander getrieben, auch die Meeresfläche nimmt an dieser Formänderung teil, und die Erde erscheint demnach abgeplattet. Kommt hierzu noch die Mondwirkung, so verringert sie die Anziehungskraft in der Richtung der Verbindungslinie Erde—Mond und erzeugt eine Hebung der Niveauflächen in derselben Richtung; an den Stellen *a* und *b* der Fig. 30, wo die Flutberge auftreten, liegt jetzt eine jede Niveaufläche um etwa 60 cm höher als ohne Mondwirkung, darunter auch diejenige Niveaufläche, mit welcher die Oberfläche des Meeres zusammenfällt.

Aus der Definition der Niveauflächen folgt ferner, daß sie auch als Flächen gleichen Druckes bezeichnet werden können; die freie Flüssigkeitsoberfläche hat in allen ihren Punkten den Flüssigkeitsdruck Null, darunter liegen weitere Flächen, welche je einen konstanten Druck ent-

halten, dessen Wert nach abwärts immer größer wird. Ebenso darf man auch in der Luft die Niveauflächen als Flächen gleichen Druckes ansehen, und indem diese zur Flutzeit um 60 cm gehoben werden, herrscht an jeder einzelnen Stelle jetzt derjenige Druck, welcher bei Ebbe um 60 cm tiefer stattfindet. Die hierbei entstehende Änderung des Druckes kann daher nicht mehr betragen, als dem Gewichte einer Luftschicht von 60 cm Mächtigkeit entspricht. Da nun bei mittlerer Temperatur am Boden einem Millimeter Quecksilberdruck nach S. 126 das Gewicht einer Luftschicht von etwa 11 m Dicke gleichkommt, so üben 60 cm Luftdicke nicht mehr Druck aus als etwa 0,05 mm, d. i. ein zwanzigstel Millimeter Quecksilberhöhe. Und dies ist also die Änderung des Luftdruckes, welche durch den Wechsel atmosphärischer Flut und Ebbe höchstens entstehen kann.

Daß eine so geringfügige Druckänderung von merklicher Einwirkung auf das Wetter sein sollte, ist recht unwahrscheinlich; noch viel unwahrscheinlicher aber ist die Möglichkeit, dergleichen Vorgänge bei der Voraussagung des Wetters zu benutzen. Beschränkt man sich auf die Form der Kurve, welche den täglichen Gang des Luftdruckes darstellt (z. B. Fig. 29, S. 129), so könnte dabei wohl an die atmosphärische Flut und Ebbe als Ursache dieser Druckschwankungen gedacht werden, wobei freilich nicht sowohl dem Monde, als vielmehr der Sonne die beobachteten Änderungen zugeschrieben werden müßten, da diese während des Sonnentages verlaufen. Wird aber außer der Form auch die Größe der Druckschwankungen beachtet, so kommt einerseits in Betracht, daß die Sonne, wie oben erwähnt, nur etwa zwei Fünftel der vom Monde erzeugten Fluthöhe hervorbringen, also den Barometerstand höchstens um ungefähr 0,02 mm ändern kann, während andererseits die in Wirklichkeit beobachteten täglichen Schwankungen des Luftdruckes, z. B. in Berlin, Beträge erreichen, deren mehrjähriger Durchschnitt 0,68 mm ist. Zerlegt man, wie oben beschrieben, diese Schwankungen in ganztägige, halbtägige usw. Wellen, so beträgt deren Höhe für Berlin im Jahresmittel 0,112, 0,232, 0,037, 0,014 mm. An einigen anderen Orten ist ferner die Höhe der halbtägigen Welle (deren Form freilich an atmosphärische Gezeiten erinnert) nach Hann (332) für Wien 0,306 mm, für Batavia sogar 0,950 mm, nach Okada (337) für Tokio über 0,5 mm und nach Börnstein (339) für Hamburg 0,507 mm, zeigt also überall viel höhere Werte, als sie atmosphärischen Fluterscheinungen zugeschrieben werden könnten.

Wie schon früher die Temperaturveränderlichkeit, so hat man neuerdings auch die Veränderlichkeit des Luftdruckes als eine charakteristische Konstante des Klimas untersucht, nämlich den durchschnittlichen Druckunterschied benachbarter Tage ohne Rücksicht auf das Vorzeichen. Aus Beobachtungen der Jahre 1891 bis 1900 an einer Anzahl europäischer Stationen fand Bahr (340), daß diese interdiurne Veränderlichkeit des Luftdruckes nach oben hin geringer wird, und zwar

nimmt sie in den unteren Luftschichten schneller als in den oberen und in der freien Atmosphäre (Eiffelturm) schneller als im Gebirge ab. Ferner wächst sie mit der geographischen Breite und mit Annäherung an das Meer und hat gewöhnlich ihr Maximum in der kalten, ihr Minimum in der warmen Jahreszeit.

Solche Gegenden, in welchen der Luftdruck größer, und solche, in welchen er kleiner ist als in der Umgebung, nennt man barometrische Maxima und Minima. Von ihnen soll weiter unten die Rede sein.

Als Abschluß dieses Kapitels seien einige auf die Messung des Luftdruckes bezügliche Einzelheiten zusammengestellt. Man bedient sich dazu des Barometers, dessen älteste und zugleich zuverlässigste Form das Quecksilberbarometer ist. Ursprünglich als „Torricellische Röhre" bezeichnet, wurde es zuerst 1665 von R. Boyle mit den Worten „Baroskop" und „Barometer" benannt [Bolton (341) und Rotch (342)]. Es besteht aus einer oben geschlossenen und zum größeren Teil mit Quecksilber gefüllten Glasröhre, welche in aufrechter Stellung so befestigt ist, daß ihr unteres offenes Ende in einem gleichfalls mit Quecksilber gefüllten Gefäß steht, während der vom Quecksilber freie oberste Teil luftleer (Torricellis Vakuum) ist; oder das Rohr ist unten derartig gebogen, daß der offene Teil als kürzerer Schenkel nach aufwärts gerichtet ist. Im ersteren Falle heißt es Gefäß-, im letzteren Heberbarometer. Auf beide Formen kann das Gesetz der kommunizierenden Röhren angewendet werden, denn der gesamte Druck, welcher im Gefäß oder im offenen Schenkel des Barometers durch das Quecksilber und durch den auf seiner Oberfläche lastenden Atmosphärendruck ausgeübt wird, muß im Gleichgewicht gehalten werden durch den im geschlossenen Schenkel allein wirksamen Quecksilberdruck. Diejenige Länge, um welche das Quecksilber im geschlossenen Schenkel höher steht als im offenen, ist ein Maß für den Luftdruck; eine am Instrument angebrachte Millimeterteilung gestattet, diese Länge zu messen. Um aber die zu verschiedenen Zeiten abgelesenen Werte miteinander vergleichen zu können, muß für jede Ablesung des Quecksilberbarometers die Reduktion auf 0° stattfinden, d. h. es muß ausgerechnet werden, welches der Barometerstand sein würde, wenn das ganze Instrument die Temperatur von 0° hätte. Da sowohl das Quecksilber wie die Millimeterskala sich bei steigender Temperatur ausdehnen, so erscheint bei mehr als 0° die einem gewissen Luftdrucke gleichwertige Quecksilbersäule zu lang infolge ihrer eigenen Ausdehnung, außerdem aber auch zu kurz wegen der gleichzeitigen Ausdehnung der Skala. Indessen dehnt das Quecksilber sich stärker aus als das Material der Skala (meist Messing, zuweilen auch Glas), und so besteht die Reduktion auf 0° bei Temperaturen über 0° im Abziehen, unter 0° im Addieren einer gewissen Größe, die beispielsweise bei 760 mm Luftdruck für je 1° etwa 0,12 mm beträgt. Genaueres enthält Tabelle 2 am Schlusse des Buches.

Ferner muß die Schwerekorrektion an dem abgelesenen Barometerstande angebracht, d. h. er muß auf dasjenige spezifische Gewicht des Quecksilbers reduziert werden, welches in 45° geographischer Breite und im Meeresniveau stattfindet. Da nämlich die Schwerkraft so wirkt, als ginge sie vom Erdmittelpunkte aus, so muß ihr Betrag sich mit dem Abstand von jenem Punkt ändern, auf Bergen kleiner und im Tal größer sein. Und wegen der Erdabplattung, welche den Abstand vom Erdmittelpunkte an den Polen verringert, nach dem Äquator hin aber vermehrt hat, nimmt die Größe der Schwerkraft vom Äquator nach beiden Polen hin zu. Das gleiche findet außerdem auch noch statt infolge der aus der Erddrehung entstehenden Zentrifugalkraft, welche von der Erdachse weg gerichtet und also am Äquator der Schwerkraft gerade entgegengesetzt ist, mit wachsender geographischer Breite aber von dieser immer mehr abweicht. Die berechnete Schwerekorrektion beträgt bei 760 mm Luftdruck und in mittleren Breiten für 10° Breitenunterschied etwa 0,66 mm, für 100 m Höhenunterschied etwa 0,014 mm (s. Formel S. 127 u. Tabelle 3). Übrigens weicht infolge unregelmäßiger Massenverteilung an vielen Orten die wirkliche Schwerkraft von diesem berechneten Werte etwas ab.

Eine andere Form des Barometers ist diejenige des Aneroid- oder Metallbarometers. Es besteht hauptsächlich aus einer dünnwandigen und allseitig verschlossenen Metalldose von ungefähr zylindrischer Gestalt, deren Inneres verdünnte Luft enthält, während auf die Außenfläche der Luftdruck wirkt. Die Unterseite dieser Dose ist in einem Gehäuse befestigt, die Oberseite hingegen kann den Änderungen des Luftdruckes folgen, denn indem dieser die ganze Dose zusammenzudrücken sucht, wird deren Oberseite sich mit wachsendem Druck nach innen, mit abnehmendem Druck nach außen biegen. Ihre Bewegungen werden durch geeignete Vorrichtungen auf einen Zeiger übertragen und von diesem an einer Skala sichtbar gemacht. Das Aneroid ist, namentlich auf Reisen, sehr viel bequemer als das Quecksilberbarometer, steht diesem aber an Genauigkeit nach, weil die elastischen Eigenschaften seiner Metallteile nicht unveränderlich sind.

Als Ersatz für das Barometer kann in vielen Fällen das Hypsothermometer (Siedethermometer) dienen, bestehend aus einem Metallgefäß samt Erhitzungsvorrichtung zum Sieden von Wasser und einem zuverlässigen Thermometer, mittels dessen man die Siedetemperatur des Wassers bestimmt. Da diese vom Luftdruck abhängt, kann sie für ihn als Maß dienen. Bei den in folgender Tabelle genannten Siedetemperaturen sind die zugehörigen Werte des Luftdruckes nach Wiebe (343) angegeben.

101°	787,57 mm	97°	682,11 mm	93°	588,77 mm
100	760,00 „	96	657,69 „	92	567,19 „
99	733,24 „	95	634,01 „	91	546,27 „
98	707,29 „	94	611,04 „	90	526,00 „

Die Genauigkeit dieses, schon von Fahrenheit (344) vorgeschlagenen, Instrumentes ist groß genug, um beispielsweise die Schwerekorrektion des Quecksilberbarometers zu bestimmen oder verschiedene und weit voneinander entfernte Stationsbarometer miteinander zu vergleichen [Mohn (345), Samel (346)]. Für den letzteren Fall kommt in Betracht, daß das Siedethermometer viel leichter transportiert werden kann, als das Quecksilberbarometer. Vergleicht man an verschiedenen Orten ein Hypsothermometer mit einem Quecksilberbarometer, so kann aus dem wechselnden Unterschied beider Angaben der örtliche Wechsel der Schwerkraft entnommen werden, weil nur das Quecksilberbarometer, nicht aber das Siedethermometer von der Größe der Schwerkraft beeinflußt wird.

Sollen die an einem Ort gewonnenen Luftdruckbeobachtungen mit denjenigen eines anderen Ortes verglichen werden, so müssen sie auf Meeresniveau reduziert werden. Beispielsweise muß eine solche Umrechnung dem Zeichnen einer Wetterkarte vorhergehen, weil sonst dabei Unregelmäßigkeiten erscheinen würden, die nicht in der Luftdruckverteilung, sondern bloß in der verschiedenen Höhenlage der Stationen ihren Ursprung haben. Die Reduktion des Barometerstandes auf Meeresniveau geschieht durch Hinzufügen desjenigen Betrages, welcher dem Druck einer Luftsäule gleichkommt, die vom Meeresniveau bis zur Höhe der Quecksilberoberfläche im offenen Schenkel des Barometers reichen würde. Man muß also die Seehöhe des Barometers (d. h. seine Höhe über Meeresniveau), sowie Temperatur und Feuchtigkeit der Luft kennen und kann sich für die Berechnung der barometrischen Höhenformel (S. 127) bedienen, in welcher dann die Höhendifferenz zweier Orte sowie der Barometerstand des oberen von ihnen bekannt, derjenige des unteren (Meeresniveau) zu berechnen ist. Siehe auch Tabelle 4.

Wind.

Unter Wind verstehen wir horizontale Bewegung der Luft. Die vielfach vorkommenden auf- und absteigenden Strömungen pflegen wir, wenigstens am Boden ebener Gegenden, nicht zu empfinden, obgleich Messungen auf dem Eiffelturm nach Rotch (347) zeigten, daß die Windrichtung gegen die Horizontale durchschnittlich von Oktober bis März um 4,7, von April bis September um 3,7° geneigt war. Hervorgerufen wird der Wind durch Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Landstrichen und durch das in der elastischen Luft vorhandene Streben nach Ausgleich solcher Unterschiede, welches in der Gegend hohen Druckes auf Verminderung und in der Gegend niederen Druckes auf Vermehrung der vorhandenen Luftmassen gerichtet ist. Die Druckunterschiede aber sind in letzter Stelle auf Verschiedenheit der

Temperatur zurückzuführen, und man kann sich die Beziehungen zwischen Temperatur, Druck und Bewegung etwa in folgender Art vorstellen. Eine Luftsäule von großer Höhe werde in ihrem unteren Teile erwärmt, so daß dieser, in Fig. 31 durch starke Linien umgebene Teil sich bis an die gestrichelte Grenze ausdehnt, und zwar sowohl nach den Seiten wie auch nach oben. Dabei wächst die Größe der Luftsäule in jeder einzelnen Richtung und für jeden Grad der Erwärmung um etwa $^1/_{800}$ des anfänglichen Betrages, entsprechend der Größe des kubischen Ausdehnungskoeffizienten für Luft: 0,003670, von welchem ein Drittel für die lineare Ausdehnung in Betracht kommt. Die seitliche Ausdehnung bewirkt, daß der untere Teil der Säule nun breiter ist, als vor der Erwärmung, und seinen Druck über eine größere Grundfläche verteilt. Die ursprüngliche Grundfläche hat daher jetzt einen verringerten Druck zu ertragen und ebenso alle anderen Stellen der Säule, welche innerhalb des erwärmten Teiles liegen, weil über einer jeden solchen Stelle die Verbreiterung der Säule noch wirkt. Der Betrag dieser Druckverminderung ist am größten in der Grundfläche der Säule und nimmt nach oben hin ab. Außerdem hat die mit der Temperaturerhöhung eingetretene Ausdehnung nach oben zur Folge, daß die ganze Säule länger wird, insbesondere gelangt auch der obere, nicht erwärmte Teil in eine etwas größere Höhe, und also findet sich in diesem Teil jeder einzelne Druckwert jetzt an etwas höherer Stelle, als derselbe Druck vorher war, und auch höher als der gleiche Druck in der unverändert gebliebenen Umgebung der Säule. Die Erwärmung des unteren Teiles einer Luftsäule bewirkt demnach, daß der Druck im unteren Teile kleiner, im oberen Teile größer wird als ringsumher. Befindet sich die Grundfläche der Säule nicht am Boden, sondern in freier Luft, so wird ihre nach unten gerichtete Verlängerung die gleiche Druckverminderung erfahren, wie sie in der Grundfläche der Säule stattfindet.

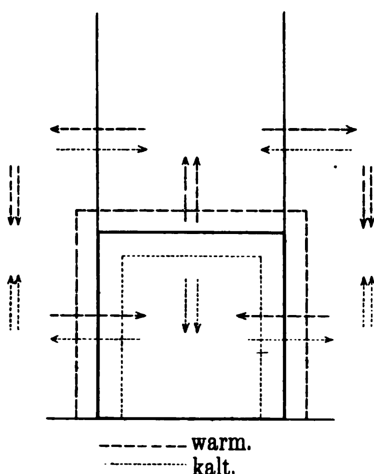


Fig. 31. Bodentemperatur und Wind.

Nimmt man, was ja freilich in Wirklichkeit nicht zutrifft, an, daß im unteren Teil der Säule die Erwärmung soweit, wie sie sich überhaupt erstreckt, ganz gleichmäßig erfolge, und vernachlässigt man außerdem die Unterschiede in der Dichte der verschieden hohen Luftmassen, so ergibt eine einfache Berechnung, daß in Zweidrittelhöhe dieses unteren Teiles diejenige Schicht liegt, deren Druck unverändert bleibt, während er darunter kleiner, darüber größer wird. Denn die Druckverminderung

im unteren Teil entsteht aus der Verbreiterung der Luftsäule, und dabei wirkt die Ausdehnung in zwei Dimensionen; die oben eintretende Druckvermehrung aber wird durch die Höhenausdehnung erzeugt, welche nur in einer Richtung stattfindet. Wird die nach oben abnehmende Luftdichte in Rechnung gezogen, so findet sich die Schicht des unveränderten Druckes etwas tiefer als in Zweidrittelhöhe. Die so entstandene neue Druckverteilung stellt nun aber eine Gleichgewichtsstörung dar und erzeugt diejenigen Bewegungen, welche das Gleichgewicht wieder herzustellen vermögen (gestrichelte Pfeile in Fig. 31): unten wird durch den höheren Druck der Umgebung Luft nach der Säule hingetrieben, oben durch den höheren Druck der Säule Luft nach außen getrieben. Indem hierbei das Gleichgewicht in horizontaler Richtung sich herzustellen beginnt, entsteht eine Störung des vertikalen Gleichgewichtes, denn in der Säule wird der Druck unten durch Einströmung der Luft größer, oben durch Abströmen der Luft kleiner als vorher, und in der Umgebung tritt das Umgekehrte ein. Daraus bildet sich in der Säule ein aufsteigender, rings um sie ein absteigender Strom. Die ganze Bewegung dauert so lange wie die sie erzeugende Ursache, nämlich die Temperaturdifferenz zwischen der Säule und ihrer Umgebung samt den hieraus entstandenen Druckdifferenzen. Bilden kann sich eine solche Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes durch örtliche Erwärmung des Bodens und der ihm anliegenden Luft oder auch durch Erwärmung einer Stelle in der freien Atmosphäre, etwa infolge von Kondensation gesättigten Dampfes unter Freiwerden latenter Wärme oder durch Bestrahlung einer Wolke. Ohne weiteres klar dürfte zugleich die Möglichkeit des entgegengesetzten Vorganges sein, nämlich der örtlichen Abkühlung, welche den untersten Teil der Luftsäule auf den punktiert angedeuteten Umfang zusammensinken läßt und unten Druckvermehrung und Abströmen der Luft nach allen Seiten, oben Druckverminderung und Zusammenströmen von allen Seiten, in der Mitte absteigende und ringsum aufsteigende Strömung erzeugt (punktierte Pfeile in Fig. 31).

Wendet man diese Erwägungen auf die tatsächlichen Witterungsvorgänge an, so scheint daraus hervorzugehen, daß überall, wo Gegenden verschiedenen Druckes aneinander grenzen, der Wind am Boden vom hohen zum niederen Druck und in der Höhe umgekehrt wehen und also stets eine Richtung haben muß, welche auf den Isobaren senkrecht steht. Da aber ein solcher Schluß mit der Erfahrung keineswegs übereinstimmt, muß unsere vorstehende Betrachtung unvollständig sein. Und in der Tat ist ein sehr wesentlicher Umstand noch nicht erwähnt, nämlich die Einwirkung der Erddrehung auf die Windrichtung. Diese Wirkung besteht in der Ablenkung, die einem jeden in irgend einer Richtung bewegten Körper erteilt wird, und die auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links gerichtet ist. Den Nachweis solcher Ablenkung führt man zweckmäßig getrennt für Bewegungen von nördlicher oder südlicher und solche von östlicher oder westlicher Rich-

tung. Wir denken uns daher zunächst auf der nördlichen Erdhälfte zwei Punkte A und B (Fig. 32), die auf dem gleichen Meridian liegen, B genau nördlich von A. Ein in A befindlicher ruhender Körper nimmt teil an der von seiner Umgebung ausgeführten täglichen Drehung um die Erdachse und schreitet also nach Osten mit solcher Geschwindigkeit fort, daß der durch A gehende Parallelkreis in 24 Stunden durchlaufen wird. Ist sein Radius r_1 und bedeutet T die Dauer einer Erddrehung (24 Stunden), so ist die Geschwindigkeit, mit welcher A auf dem Parallelkreis fortschreitet $v_1 = 2\, r_1 \pi / T$; er bewegt sich unter Einfluß eines Drehungsmomentes $v_1 r_1 = 2\, r_1^2 \pi / T$. In dieser Bewegung drückt sich das Vorhandensein einer dem Körper innewohnenden lebendigen Kraft aus, welche seiner Masse (sie heiße m) die Geschwindigkeit v_1 erteilt hat und demnach gleich $\frac{1}{2}\, m v_1^2$ ist. Nach dem Energiegesetz ist dieser Betrag unveränderlich, solange dem bewegten Körper von außen her Energie weder gegeben noch genommen wird. Die Größe $\frac{1}{2}\, m v_1^2 = 2\, m r_1^2 \pi^2 / T^2$ unterscheidet sich aber von dem Drehungsmoment nur durch den Faktor $m\pi/T$, und solange die Masse m des Körpers, die Dauer T eines Tages und die Zahl π unverändert bleiben, muß auch gleich der lebendigen Kraft das Drehungsmoment seinen Wert behalten. Wird nun der bewegte Körper bei unverändertem Energiegehalt durch eine äußere Kraft nach B gebracht, so würde dort das Drehungsmoment $2\, r_2^2 \pi / T$ gerade ausreichen, um den Körper an der täglichen Erddrehung seines neuen Ortes teilnehmen zu lassen. Da er aber ein größeres Drehungsmoment (weil r_1 größer als r_2) mitbringt, bewirkt der Überschuß eine Bewegung der Masse m von B gegen Osten, und zwar beträgt dieser Überschuß an Drehungsmoment $2\, \pi (r_1^2 - r_2^2)/T$, ist wirksam auf der Kreisbahn mit dem Radius r_2 und erzeugt demnach eine westöstliche Geschwindigkeit (relativ zum Boden) $a_s = 2\, \pi (r_1^2 - r_2^2) / r_2 T$. Diese Größe ist ein Maß für die Ablenkung, welche eine von Süd nach Nord bewegte Masse, z. B. die vom Südwind fortgeführte Luft durch die Erddrehung nach rechts (Ost) erfährt. Wäre die Masse zuerst in B und würde nach A gebracht, so hätte sie das Drehungsmoment $2\, r_2^2 \pi / T$, welches gegen das in A herrschende Moment um $2\, \pi (r_1^2 - r_2^2)/T$ zu klein ist. Die bewegte Masse bleibt also in A gegen die dort stattfindende tägliche Erddrehung zurück, der Nordwind wird nach rechts (Westen) um einen Betrag abgelenkt, dessen Maß für den mit dem Radius r_1 bewegten Punkt A die Geschwindigkeit $a_n = 2\, \pi (r_1^2 - r_2^2)/r_1 T$ ist. Da $r_1 > r_2$ und also $a_s > a_n$, so folgt, daß Nord- und Südwind durch Erd-

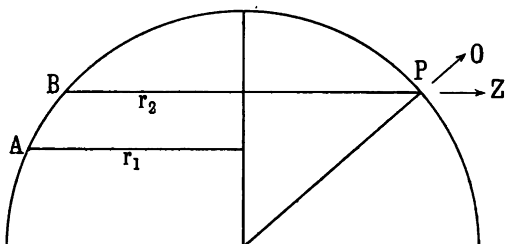


Fig. 32. Rechtsablenkung durch Erddrehung.

drehung nach rechts abgelenkt werden, unter gleichen Breiten aber der Südwind stärker. Würde eine Luftmasse zwischen zwei Breitenkreisen durch abwechselnde Winde hin und her getrieben, so erlitte sie jedesmal eine Ablenkung nach der jeweilig rechten Seite, jedoch beim Südwind stärker nach Ost, als beim Nordwind nach West, und daher insgesamt eine stetig wachsende Ablenkung von West nach Ost. Man kann hieraus eine Deutung für die vorwiegende Häufigkeit der Westwinde entnehmen. Bedenkt man ferner, daß $r_1 - r_2$ in niederen Breiten sehr geringen Wert hat und gegen den Pol hin wächst, so ergibt sich, daß auch die gefundene Ablenkung am Äquator gleich Null ist und gegen den Pol hin zunimmt.

Zur Betrachtung entsprechender Vorgänge bei östlicher oder westlicher Bewegung muß die aus der Erddrehung entstehende Zentrifugalkraft berücksichtigt werden. Für einen in P (Fig. 32) befindlichen Körper ist diese Kraft von der Erdachse weg und also nach Z gerichtet, während O die Richtung bezeichnet, welche vom Punkt P in Verlängerung des Erdradius nach oben führt. Die Zentrifugalkraft PZ ist also schräg aufwärts und gegen Süden gerichtet. Beschränken wir uns auf Betrachtung horizontaler Bewegungen, so können wir sagen, daß jeder Vorgang, welcher die Zentrifugalkraft vermehrt (oder vermindert), dem Auftreten einer südwärts (oder nordwärts) gerichteten Kraft gleichgeachtet werden kann. Da nun ein auf dem Parallelkreise nach Osten getriebener Körper rascher die Erdachse umkreist, als wenn er auf der Erdoberfläche ruhte, so wird durch seine Bewegung die auf ihn wirkende Zentrifugalkraft vermehrt, und er weicht darum nach Süden (rechts) ab. Wird er dagegen nach Westen getrieben, so umkreist er die Erdachse langsamer als auf der Erde ruhend, erleidet also eine verminderte Zentrifugalkraft und weicht demnach von seiner Bewegungsrichtung nach Nord (ebenfalls rechts) ab. Liegt P am Äquator, so fallen die Richtungen PO und PZ zusammen, die Zentrifugalkraft kann dann nur der Schwere entgegenwirken, aber keine horizontale Bewegung erzeugen. Gegen den Pol hin weichen die Richtungen PO und PZ immer mehr voneinander ab, so daß auch hier die von der Erddrehung bewirkte Ablenkung am Äquator Null ist und gegen den Pol hin wächst.

Ganz in derselben Weise kann für die südliche Erdhälfte eine entsprechende, dort aber nach links gerichtete Ablenkung hergeleitet werden. Führt man die Betrachtung rechnungsmäßig durch, so ergibt sich die gleiche Größe der Ablenkung für nördliche oder südliche wie für östliche oder westliche Bewegung, und da aus den vier Richtungen jede beliebige Bewegung zusammengesetzt werden kann, ist die Größe der Ablenkung unabhängig von der Bewegungsrichtung des betrachteten Körpers. Sie erweist sich ferner proportional mit der Geschwindigkeit des bewegten Körpers und mit dem Sinus der geographischen Breite, wobei nördliche Breite positiv, südliche negativ in Rechnung zu ziehen ist. Demnach wird ein jeder auf der Erdoberfläche bewegter

Körper durch die Erddrehung abgelenkt, auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links, und um einen Betrag, der am Äquator Null ist und mit wachsender geographischer Breite zunimmt.

Dies schon vorher bekannte Gesetz wurde von Ferrel (348) auf die Bewegung der Luft und des Meeres angewendet; die Form des vorstehenden Beweises für Ost- und Westbewegung rührt von Thiesen (349) her. Schon früher hatte man die Entstehung der Winde in ähnlichem Sinne studiert. Bereits Lambert (350) kannte die ursächliche Beziehung zwischen der Verteilung des Luftdrucks und den Winden, und Brandes (351) brachte die Stürme in Verbindung mit den Druckunterschieden benachbarter Orte; Espy (352) machte auf die Bedeutung des aufsteigenden Luftstromes und der allseitig gegen das Sturmzentrum gerichteten Winde aufmerksam; später zeigte Buys-Ballot (353) an den Beobachtungsergebnissen holländischer Stationen, welcher Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wind besteht, und Galton (354) sprach gleich danach allgemeiner die Regel aus, welche seither meist als Buys-Ballotsches Gesetz (auch als barisches Windgesetz) bezeichnet wird und aus den vorstehenden Erwägungen leicht herzuleiten ist. Es faßt die zwischen Gegenden verschiedenen Luftdruckes auftretenden und auf Herstellung des gestörten atmosphärischen Gleichgewichtes gerichteten Kräfte, sowie die aus der Erddrehung resultierende Ablenkung in folgender Weise zusammen:

Der Wind weht aus den Gegenden höheren nach denjenigen tieferen Druckes, jedoch nicht in der zu den Isobaren senkrechten (kürzesten) Bahn, sondern von dieser auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt.

Daraus ergibt sich die ganz allgemeine Regel, daß der Wind auf der nördlichen Erdhälfte den höheren Druck rechts und etwas rückwärts, den niederen links und etwas vorwärts hat, auf der südlichen Erdhälfte entsprechend mit Vertauschung von rechts und links.

Was ferner die Werte der in Betracht kommenden Größen anbetrifft, so ist die Windstärke natürlich von der den Wind erzeugenden Ursache abhängig, d. h. von der Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Gegenden. Als Maß für diese Verschiedenheit dient nach dem Vorschlage von Th. Stevenson (355) der barometrische Gradient, d. i. der Unterschied des Luftdruckes zweier Orte, deren Verbindungslinie zu den Isobaren senkrecht steht, und deren Abstand 111 km (einen Äquatorgrad) beträgt. Je größer der Gradient ist, um so näher liegen die Isobaren aneinander, und um so stärker muß der Wind sein. Die Richtung des Gradienten ist, wie leicht einzusehen, diejenige, welche der Wind haben müßte, wenn die ablenkende Kraft der Erddrehung nicht wirkte. Da diese Kraft aber tatsächlich auftritt, besteht zwischen den Richtungen des Gradienten und des Windes ein gewisser Winkel,

der Ablenkungswinkel, welcher (wie die Ablenkung selbst) am Äquator gleich Null ist und von da nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite zunimmt. Er wächst mit abnehmender Reibung, ist also auf dem Meere, wo die Luft weit geringere Reibung hat, größer als auf dem Lande und kann dort bis zu 90° betragen. Sein Betrag hängt vom Druck sowie von der Dichte, Temperatur und Feuchtigkeit der Luft ab und ändert sich daher sowohl mit der Windrichtung wie auch mit der Jahres- und Tageszeit, und zwar hängen diese Beziehungen von örtlichen Verhältnissen ab, so daß man allgemeine Angaben über die Schwankungen des Ablenkungswinkels nicht machen kann.

Als Mittelwerte dieses Winkels gibt van Everdingen (356) an: für de Bilt in Holland aus Beobachtungen von 1905 bis 1906: 69°, für Aachen (1905 bis 1906) 59°, für Potsdam (1903) 60°, für Berlin (1905) 63°; ferner fand Koraen (357) aus Morgenbeobachtungen (7a) der Jahre 1897 bis 1905 für O'Gyalla in Ungarn 44,6°, und aus Morgenbeobachtungen (8a) der Jahre 1897 bis 1907 für die dänische Nordseeinsel Hornsrev 73,6°. Nach Hann (358) ist der Durchschnittswert in West- und Nordeuropa 68°, in Mitteleuropa 44°.

Die Abhängigkeit des Ablenkungswinkels von der Reibung äußert sich ferner in seinem Anwachsen mit der Höhe. Da die Reibung, welche die bewegte Luft am Boden findet, nach oben hin immer geringere Wirkung hat, ist dort der Ablenkungswinkel größer und der Wind weicht erfahrungsmäßig in den über dem Boden liegenden Luftschichten nach rechts von der unten beobachteten Richtung ab. Am früheren aeronautischen Observatorium in Reinickendorf bei Berlin betrug diese Rechtsablenkung nach Berson (359):

Erdboden (67 m) bis	200	500	1000	1500	2000	2500	3000 m
	8,1	17,4	23,5	26,7	29,1	31,4	32,9°;

ganz ähnliche Werte fand Köppen (360) in Großborstel bei Hamburg. Für den Luftschiffer äußert sich dies im Verhalten des abfahrenden und des landenden Ballons: beim Verlassen des Bodens wird er stets nach rechts abgelenkt, beim Herabkommen hat er auf der linken Seite den mutmaßlichen Landungsplatz zu suchen, und herabgeworfene Papierschnitzel bleiben links zurück. Daß diese Einzelheiten mit der Reibung der Luft am Boden zusammenhängen und über der See sehr viel weniger deutlich auftreten, zeigte sich bei der 52stündigen Ballonfahrt der Brüder Wegener (361) am 5. bis 7. April 1906. Von dieser durch Reibung und Erddrehung erzeugten Ablenkung des Oberwindes völlig verschieden ist diejenige, welche aus der Bewegung der Tief- und Hochdruckgebiete entsteht und über die weiter unten ausführlich berichtet wird.

Die Beobachtung des Windes hat dessen Richtung und Stärke festzustellen. Als Windrichtung benennt man diejenige, aus welcher der Wind weht, und bedient sich zum Bezeichnen der Himmelsrichtungen Nord, Ost, Süd, West der Buchstaben N, E, S, W. Das Zeichen E (vom

englischen East) ist namentlich im internationalen Verkehr für Ost deshalb gewählt, weil O im Französischen West (Ouest) bedeuten würde und außerdem mit Null verwechselt werden könnte. Die Windstärke wird bei den täglichen Witterungsbeobachtungen meist schätzungsweise angegeben und zwar nach der sogenannten Beaufort-Skala unter Benutzung der in folgender Tabelle erwähnten Kennzeichen.

Windstärke nach Beaufort-Skala	Bezeichnung	Gradient mm	Geschwindigkeit mps	Kennzeichen
0	Windstille	—	—	Vollkommene Windstille.
1	Leiser Zug (Sehr leicht)	—	1,7	Der Rauch steigt fast gerade empor.
2	Leicht	1,19	3,1	Für das Gefühl eben bemerkbar.
3	Schwach	1,44	4,8	Bewegt einen leichten Wimpel, auch die Blätter der Bäume.
4	Mäßig	1,81	6,7	Streckt einen Wimpel, bewegt kleinere Zweige der Bäume.
5	Frisch	2,14	8,8	Bewegt größere Zweige der Bäume, wird für das Gefühl schon unangenehm.
6	Stark	2,61	10,7	Wird an Häusern und anderen festen Gegenständen hörbar, bewegt große Zweige der Bäume.
7	Steif	—	12,9	Bewegt schwächere Baumstämme, wirft auf stehendem Wasser Wellen auf, welche oben überstürzen.
8	Stürmisch	—	15,4	Ganze Bäume werden bewegt; ein gegen den Wind schreitender Mensch wird merkbar aufgehalten.
9	Sturm (Voller Sturm)	—	18,0	Leichtere Gegenstände, wie Dachziegel usw., werden aus ihrer Lage gebracht.
10	Starker Sturm	—	21,0	Bäume werden umgeworfen.
11	Schwerer Sturm	—	ca. 30	Zerstörende Wirkungen schwerer Art.
12	Orkan	—	„ 50	Verwüstende Wirkungen.

Die dazu in Millimetern Quecksilberdruck angegebenen Werte des Gradienten sind von Sprung (362) aus Schätzung der Windstärke und Messung des zugehörigen Gradienten an deutschen Küstenstationen hergeleitet, die Windgeschwindigkeiten (Meter pro Sekunde) durch Köppen (363) aus Vergleichungen entnommen, welche zwischen geschätzten Windstärken und den Angaben von Meßinstrumenten auf See sowie an Küstenstationen ausgeführt wurden. Für die Stärken 11 und 12 nimmt Hann (364) 30 und 50 m als etwa entsprechende Geschwindigkeiten an.

Die „Bezeichnung“ der Windstärken ist die an der deutschen Seewarte übliche (365), die „Kennzeichen“ sind der Instruktion für die Beobachter des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts entnommen.

Wie die tägliche Erfahrung lehrt, darf man sich den „Wind“ nur bei den geringsten Geschwindigkeiten als eine gleichmäßig dahinfließende Bewegung vorstellen. Ein anschauliches Bild der wirklichen Luftbewegung liefert der Vergleich mit einer durch eine Röhre strömenden Flüssigkeit. Solange die Geschwindigkeit unterhalb einer von der Natur der Flüssigkeit abhängigen Grenze bleibt, bewegen die Teilchen sich wirbellos auf geradlinigen Bahnen. Wird aber jene „kritische“ Geschwindigkeit überschritten, so entsteht eine wirbelnde Bewegung, welche die Flüssigkeitsteilchen auf recht verwickelten Bahnen fortführt. Reynolds (366) ahmte dies nach, indem er in eine mit reinem Wasser gefüllte Röhre einen gefärbten Flüssigkeitsstrahl hineintrieb. Bei langsamer Bewegung blieb der Strahl zusammenhängend und gerade, bei rascherem Eintreten dagegen löste er sich in eine Reihe einzelner Wirbel auf. Ebenso besteht auch der Wind, sofern er nicht ganz schwach ist, aus einer steten Folge von Einzelbewegungen mit rasch wechselnder Stärke und Richtung. Ein vom Winde bewegter Wimpel zeigt uns diese steten Schwankungen, die man als „Turbulenz“ der Luftbewegung bezeichnen kann. Vielleicht kann man mit A. Wegener (367) die in der Atmosphäre wechselnden Zirkulations- und Sperrschichten (S. 46) dahin deuten, daß in jenen turbulente Bewegungen stattfinden, in diesen nicht, und ebenso die unsere unteren Luftschichten bildende Troposphäre (S. 4) als turbulent im Gegensatz zur darüber liegenden Stratosphäre ansehen.

Außer der Geschwindigkeit ist für den unruhigen Verlauf der Windbewegung auch die am Boden stattfindende Reibung von erheblicher Bedeutung, wie z. B. Dines (368) aus der Häufigkeit der Stöße entnahm, die ein in der Luft schwebender Drachen der ihn haltenden Leine erteilte, und die nach oben hin so rasch abnahmen, daß daraus eine starke Verminderung des böigen Windcharakters mit wachsender Höhe hervorzugehen scheint.

Wie vorher gezeigt, entsteht der Wind aus Unterschieden des Luftdruckes. Von deren Größe hängt seine Stärke ab, während seine Richtung auch durch die Erddrehung beeinflußt wird. Da nun die Druckverteilung wesentlich auf Temperaturverhältnisse zurückzuführen ist, hat man schon seit lange angenommen, daß über den wärmsten Teilen der Erde die Luft emporsteigen müsse, während sie zugleich unten nach den warmen Gegenden hin-, oben von ihnen fortströmt. Und weil wir als Wind nur horizontale Bewegung zu empfinden und zu bezeichnen pflegen und also den aufsteigenden Strom der heißen Zone nicht als eigentlichen Wind auffassen, nannte man diese nahe am Äquator liegende Zone den Kalmengürtel und vermutete das Vorhandensein zweier Hauptbewegungen: des Polarstromes, der unten die kältere Luft von beiden

Polen nach dem heißen Tropengürtel führt, und des Äquatorialstromes, der oben die in den Kalmen aufgestiegene Luft wieder gegen die Pole treibt. Die aus der Erddrehung hervorgehende Ablenkung der Winde müßte den Polarstrom auf der nördlichen Erdhälfte zum Nordost-, auf der südlichen zum Südostwind machen, während der Äquatorialstrom darüber in entgegengesetzter Richtung zu denken wäre. Mit dieser einfachen Vorstellung stimmt aber der wirkliche Wind nur etwa zwischen 30° nördlicher und südlicher Breite einigermaßen überein. Eine den Erfahrungen besser entsprechende Auffassung wurde durch theoretische Erwägungen namentlich von Ferrel (369) vorbereitet und neuerdings mittels zahlreicher Beobachtungen begründet. Es dienten dazu teils die Untersuchungen über Höhe, Richtung und Geschwindigkeit hoher Wolken, die besonders gelegentlich des „internationalen Wolkenjahres" 1896/97 an vielen Orten gleichzeitig stattfanden und über die Luftströmungen der Höhe Auskunft gaben, teils hat man auch namentlich in neuerer Zeit die Beobachtung von Pilotballons für diesen Zweck benutzt. Es sind dies kleine, mit Wasserstoff gefüllte Gummiballons, die man frei fliegen läßt und mit einem Fernrohr verfolgt, dessen Befestigung an einem Theodoliten es ermöglicht, die Höhen- und Seitenrichtung des fliegenden Piloten in jedem Augenblick zu bestimmen. Um seine Flugbahn auf den Erdboden zu projizieren und danach die Windrichtung in allen von ihm erreichten Höhenschichten herzuleiten, muß entweder der Pilot gleichzeitig von zwei (oder mehr) Punkten mit ebenso vielen Theodolitenfernrohren verfolgt werden, oder bei Beobachtung von nur einer Stelle aus nimmt man an, daß er mit unveränderlicher Geschwindigkeit emporsteigt. Dies ist nicht ganz richtig, und namentlich bleiben auf- und absteigende Luftströme dabei ganz unberücksichtigt, doch haben trotzdem diese Visierungen schon an vielen Orten recht brauchbare Ergebnisse geliefert. Aus den Wolkenmessungen sowie aus den Arbeiten von H. Hergesell, L. Teisserenc de Bort, L. Rotch u. a. kann man ein ungefähres Bild des allgemeinen Windsystems der Erde gewinnen, welches Hildebrandsson (370) in der durch Fig. 33 wiedergegebenen Weise darstellt. In dem jeweils heißesten Erdgürtel nahe dem Äquator liegt die Zone der Kalmen, in welcher häufige Windstillen herrschen, weil der aufsteigende Strom jener Gegenden nicht als Wind empfunden wird. Diese Gegend ist beiderseits von denjenigen Streifen begrenzt, in welchen die Passatwinde wehen, nämlich die nördlich von den Kalmen aus Nordost, südlich davon aus Südost regelmäßig fließenden Strömungen, welche zugleich mit der heißesten Gegend der Erde im Nordsommer (Juli) gegen die nördliche und im Nordwinter (Januar) gegen die südliche Erdhälfte vorrücken. Über dem heißesten Streifen, den äquatorialen Kalmen in etwa 8° Nordbreite, weht während des ganzen Jahres Ostwind, welcher in großer Höhe sehr bedeutende Geschwindigkeit zu haben scheint. Der Nordostpassat des Atlantischen Ozeans wurde durch zahlreiche, von Schiffen

aus beobachtete Pilotaufstiege, sowie mittels Drachen, Fessel- und Registrierballons erforscht. Teisserenc de Bort und Rotch (371) berichten darüber, daß der regelmäßige Nord- bis Nordostpassat durchschnittlich nur bis etwa 1000 m Höhe reicht; über ihm weht gewöhnlich ein nordwestlicher Luftstrom, dessen vertikale Erstreckung gegen die Kalmenzone hin geringer wird, und dem sich oben der aus Südwest kommende Antipassat anschließt. Dieser beginnt in der Breite der Kanarischen Inseln etwa bei 3000 m, in der Breite der Kap-Verde-Inseln etwa bei 1800 m Höhe. Südlich der Kalmen, über denen die schon er-

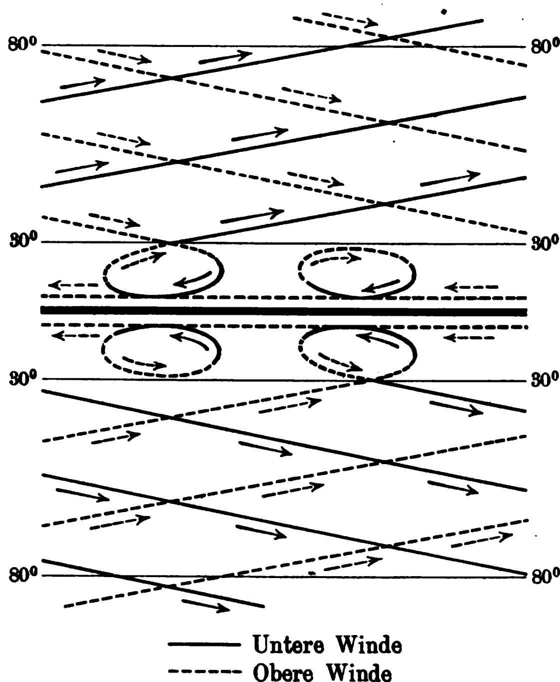


Fig. 33. Allgemeines Windsystem der Erde nach Ferrel und Hildebrandsson.

wähnten Ostwinde bis zu den größten bisher erreichten Höhen wehen, findet sich das Spiegelbild der nördlichen Windverteilung: Südost-Passat, Nordwest-Antipassat und zwischen beiden Südwestwind. Beide Gegenpassate werden durch Erddrehung nach rechts bzw. links abgelenkt und allmählich in Westwind verwandelt; sie gelangen nicht über die subtropischen Gürtel hohen Luftdruckes hinaus (vgl. S. 127), sondern sinken herab und nähren die Passate. Polwärts von diesem Gürtel der Kalmen, Passate und Gegenpassate befindet sich auf jeder Seite ein großer, von West nach Ost sich drehender Polarwirbel, welcher die gemäßigte und kalte Zone der betreffenden Erdhälfte bedeckt, seine Mitte und

zugleich seinen niedersten Luftdruck in den Polargegenden hat und Luftbewegungen zeigt, wie sie auch bei den kleineren Wirbeln, den barometrischen Tiefs, stattfinden: unten strömt die Luft nach der Mitte, oben von innen heraus. Nur die untersten Luftschichten nehmen nicht regelmäßig an dieser Bewegung teil. Die Drehungsrichtung des Wirbels zeigt sich in den westlichen Winden, welche namentlich in der Höhe vorwiegend auftreten. So hat Berson (372) gelegentlich der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten aus zahlreichen Einzelfällen schließen können, daß, wenn am Boden westlicher Wind herrscht, dieser nach oben hin an Stärke zunimmt; weht dagegen unten der Wind aus Osten, so wächst seine Stärke nur bis zur Höhe weniger hundert Meter, um dann abzunehmen und oftmals weiter oben in westliche Bewegung überzugehen. Die Isobarenkarten, Taf. XXI, lassen auch die Windverteilung der Erde erkennen.

Die regelmäßig wehenden Winde, insbesondere die Passate, führen entsprechende Bewegungen des Seewassers herbei. Die beständige Reibung dieser Luftströme gegen die Meeresoberfläche und der obersten Wasserschichten gegen die tieferen erzeugt ein ebenso regelmäßiges System von Meeresströmungen, welche unter den Passatwinden von Nordost und von Südost her gegen den Äquator gerichtet sind; am Äquator strömen die Wassermassen dann nach Westen, werden durch die Ostküsten der großen Kontinente genötigt, polwärts umzubiegen, und so entstehen in den großen Meeren die regelmäßigen Strömungen, welche in niederen Breiten gegen Westen bis zum nächsten Kontinent, an dessen Küste nach beiden Seiten polwärts, dann in höherer Breite nach Osten und an der Ostküste des Ozeans wieder zum Äquator führen (s. Taf. IV). Eine dieser Strömungen finden wir im Nordatlantischen Ozean, und von ihr bildet einen Teil der Golfstrom, dessen starke Wirkung auf europäische Temperaturverhältnisse bereits oben erwähnt wurde.

Die Verteilung von Wasser und Land, welche bei den vorstehend geschilderten Studien nicht berücksichtigt wurde, veranlaßt natürlich vielerlei örtliche Abweichungen des Windes von jener einfachen Anordnung. Im allgemeinen nimmt nach Hellmann (373) die Windgeschwindigkeit mit wachsender geographischer Breite zu, von der Küste nach dem Inneren der Länder jedoch ab. Wichtiger ist die Abhängigkeit der Temperaturverteilung von der Größe und Form der Kontinente und die hieraus entstehenden Windverhältnisse. Es wurde bereits oben (S. 26) erörtert, daß die Temperaturschwankung des Meeres kleiner als die des festen Landes ist. Im Sommer ist also das Land wärmer, und im Winter die See; und hieraus ergibt sich eine Windbewegung, die in den unteren Luftschichten von der kälteren zur wärmeren Gegend führt, d. h. im Sommer Seewind, im Winter Landwind. An den Küsten der großen Kontinente tritt diese Erscheinung so kräftig auf und werden von den hierbei entstandenen Winden so weite Wege zurückgelegt, daß die

Ablenkung der Windbahn durch Erddrehung recht merkbar ist. Man bezeichnet diese Art von Winden als Monsune; charakteristisch ist für sie der Umstand, daß sie in der warmen und kalten Jahreszeit aus entgegengesetzten Richtungen wehen. In Asien, und zwar namentlich an den Süd- und Ostküsten, schwächer auch an der Nordküste, wehen solche Monsune; weniger bekannt und schwächer sind die Monsune von Australien, Westafrika und Nordamerika. Auch am Kaspischen Meer hat man Monsun nachweisen können. Diese Winde pflegen nicht über die Höhe der unteren oder mittleren Wolken hinaufzureichen.

Wie die jährliche Periode der Temperatur zusammen mit der Verschiedenheit von Wasser und Land diese im Jahreslauf wechselnden Winde hervorruft, so wirkt auch der tägliche Temperaturgang und erzeugt im täglichen Wechsel Seewind und Landwind. Wir sehen an der Küste bei Tage den Wind von der kühleren See, nachts von dem jetzt kühleren Lande wehen, wobei die von der Erddrehung herrührende Ablenkung ebenfalls mitwirkt, sofern es sich nicht um ganz eng begrenzte örtliche Vorgänge handelt. Auch diese Winde pflegen nur bis zu mäßiger Höhe hinaufzureichen, darüber weht der Wind meist umgekehrt. Für die deutsche Ostseeküste untersuchte Kaiser (374) diese täglich wechselnden Winde und fand je nach den örtlichen Verhältnissen die Eintrittszeit des Seewindes wechselnd zwischen 8 Uhr früh und 2 Uhr mittags. Der Seewind konnte bei günstigen Verhältnissen noch in $7^1/_2$ bis 9 km Abstand von der Küste nachgewiesen werden, der Landwind bis zu 15 km weit.

Einen anderen regelmäßigen Wechsel der Windrichtung findet man in Gebirgstälern, wo am Tage die Luft aufwärts gegen den Berg, nachts abwärts zu Tal strömt. Die von Hann (375) gegebene Erklärung führt diese Berg- und Talwinde auf die Druckverteilung zurück, welche in einer von unten her erwärmten Luftsäule eintritt. Wie oben (S. 138) gezeigt wurde, wird in solchem Falle der Luftdruck unten geringer, oben aber größer als vorher. Befinden sich nun die Grundflächen solcher Luftsäulen in der Sohle eines Tales, und daneben andere Luftsäulen an der Wand des Berges, so wird im unteren Teile jeder einzelnen Säule bei Eintritt der Tageswärme bis zu einer gewissen Höhe der Luftdruck abnehmen, darüber aber wachsen. Die auf der Bergwand stehenden Säulen haben ihren Fuß in gleicher Höhe mit dem Oberteil der im Tale stehenden; am Berge nimmt der Luftdruck ab, während er in gleicher Horizontalebene über dem Tale wächst. Daraus ergibt sich am Tage die vom Tal gegen den Berg gerichtete Strömung, und in der Nacht auf Grund der durch Abkühlung des Bodens erzeugten entgegengesetzten Druckverteilung der vom Berge nach dem Tale wehende Wind. Ein Beispiel dafür bildet der in Freiburg i. Br. nach Schultheiss (376) während der Nacht kräftig aus den Bergen durch das Höllental herabwehende Südostwind, welcher am Tage durch nordwestlichen Talwind abgelöst wird.

Was die Entfaltung des Windes in den höheren Schichten der Atmosphäre betrifft, so ist von vornherein eine Zunahme der Geschwindigkeit mit wachsender Höhe zu erwarten, weil oben die Reibung der bewegten Luft an den Unebenheiten des Bodens zu wirken aufhört. Wie groß diese Hinderung sein kann, zeigen z. B. die Angaben von Murat (377) über die Windgeschwindigkeit an der Leeseite eines Waldes. In 50 m Abstand hinter dem Walde war durch dessen Wirkung der Wind noch etwa um eine Stufe der Beaufortskala geschwächt, und bis zu 100 m Entfernung konnte man den Einfluß des Waldes bemerken. Für Luftschiffer können bei der Landung die unregelmäßigen Luftbewegungen, welche die Bodenform erzeugt, unbequem werden. Hinter einem Bergrücken pflegt bei einigermaßen lebhaftem Winde durch Ansaugen ein aufsteigender Luftstrom zu entstehen, der da, wo er in die allgemeine Strömung einmündet, den Ballon in heftiges Schwanken versetzen kann [v. Ficker (378)].

Erwähnt sei die Beschleunigung, mit welcher die Luftströmung über ein Gebirge fließt. Hierfür finden wir ein recht deutliches Beispiel in den Aufzeichnungen, die bei der Alpenfahrt des Ballons „Vega" am 3. Oktober 1898 gewonnen wurden und von Maurer (379) mitgeteilt sind. Ein kurzer Auszug lautet:

Höhenlage m	Windgeschwindigkeit m in der Sekunde
2900 bis 3800	3,3 bis 6,5
4000	8,8
4200	14,6
4300	21,7 bis 25,8 (Überfliegen der Diablerets)
4700	14,0
4900	16,7 bis 18,0
4900 bis 5800	13,0 „ 14,0
5800 „ 4100	8,2 „ 10,0

Die etwa 3200 m hohen Diablerets verengten das Bett des Luftstromes derartig, wie es in der gewaltigen Zunahme der Windgeschwindigkeit zum Ausdruck kommt.

Eine merkwürdige Beobachtung über Bodenreibung berichtet Elias (380) aus einer Gegend, in welcher die nord-südlich verlaufende Ostküste eine Ablenkung des Seewindes zeigte. Weil nämlich der von Südsüdost oder Südost kommende Seewind auf dem Lande viel stärkere Reibung fand, als vorher auf der glatten Wasserfläche, so wurde er „nach dem Einfallslote" abgelenkt und in Ostwind verwandelt, gerade wie ein Lichtstrahl, der aus optisch dünner in dichtere Substanz, also in eine solche übertritt, die seinem Fortschreiten größeren Widerstand bietet.

In der Höhe wird nun die Reibung der Luft an den Unebenheiten des Bodens immer weniger merkbar, und mit abnehmender Dichte der bewegten Luftmassen wird auch ihre gegenseitige (innere) Reibung geringer, während zugleich die Beweglichkeit wächst. In der Tat fand Berson (381) aus den Ergebnissen der Luftfahrten, daß die Windgeschwindigkeit durchschnittlich den folgenden Verhältniszahlen, bezogen auf die am Boden beobachtete Geschwindigkeit, entsprach:

Mittlere Höhe	Erde	500	1500	2500	3500	4500	5500 m und höher
Geschwindigkeit . . .	1	1,75	1,95	2,15	2,5	3,1	4,5

Dabei war in der Gegend der barometrischen Minima sowohl der Betrag der Windstärke wie auch ihre vertikale Zunahme größer als in den Hochdruckgebieten.

Daß indessen die Windstärke nicht stetig und ununterbrochen nach oben hin wächst, zeigen die schon (S. 89) mitgeteilten Angaben über Wolkengeschwindigkeit, bei denen mehrmalige Zu- und Abnahme mit wachsender Höhe auftritt. Ähnlich findet Köppen (382) aus den Drachenaufstiegen des Lindenberger Aeronautischen Observatorium, daß für Norddeutschland im Mittel aller Richtungen und Windstärken die Windgeschwindigkeit in 500 m Höhe über dem Boden etwa doppelt so groß ist, wie die an den gewöhnlichen Anemometern in guter Dachaufstellung gemessene, und daß sie darüber hinaus nur noch langsam mit der Höhe wächst, zuweilen in den nächsten 1 bis 2 Höhenkilometern sogar etwas abnimmt. Im Durchschnitt der Jahre 1905 bis 1908 betrug die Windgeschwindigkeit über Lindenberg:

Seehöhe in Metern	129	500	1000	1500	2000
Meter in der Sekunde	5,1	9,4	9,6	9,4	9,8

Daß die Richtung des Windes in der Höhe von der am Boden beobachteten Bewegungsrichtung vorwiegend nach rechts, d. h. im Sinne der Uhrzeigerdrehung abweicht, wurde schon geschildert. Berson (259) berechnet im Durchschnitt aus 58 Luftfahrten die Rechtsdrehung für die untersten 1000 m zu 15°, für das zweite Höhenkilometer zu $12^1/_2$°, für das dritte zu $11^1/_2$°, für das vierte nur zu 1°, für das fünfte zu 3°, für das sechste und siebente zu je 6°. Die Hochdruckgebiete zeigten diese Rechtsdrehung mit zunehmender Höhe anhaltend und stark, mit alleiniger Ausnahme der Höhenregion zwischen 3000 und 4000 m, während in den Depressionsgebieten die Rechtsdrehung beträchtlich geringer war und mit wachsender Höhe nur wenig zunahm. Auch hier fand sich ein Minimum der Rechtsdrehung in 3000 bis 4000 m Höhe.

Die eben erwähnte Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe läßt uns den täglichen Gang der Windstärke verstehen. Sie hat ein Maximum zur Zeit der höchsten Tagestemperatur und zeigt ihre geringsten Werte und nur geringe Schwankungen während der Nacht. Eine Erklärung dafür gab schon Espy (383) und später im gleichen Sinne auch Köppen (384) durch die Erwägung, daß infolge der

Erwärmung des Bodens aufsteigende Luftströme entstehen und einen Austausch zwischen unteren und oberen Luftmassen herbeiführen müssen. Die größere horizontale Windgeschwindigkeit, welche die oberen Schichten mit sich herunterbringen, wird dabei unten um so deutlicher hervortreten, je stärker die vertikalen Luftbewegungen vor sich gehen, und darum fällt die größte Windstärke mit der höchsten Temperatur zusammen etwa auf 2 bis 3 Uhr nachmittags. Bei den Luftschiffern ist es ein bekannter Erfahrungssatz, daß um diese Tageszeit die Landung ganz besonders häufig durch Wind gefährdet wird, und man vermeidet darum tunlichst das Herabgehen in dieser Stunde, auch wenn in der Höhe nur geringer Wind herrscht. Umgekehrt bringt die nächtliche Abkühlung des Bodens keine erhebliche vertikale Luftbewegung zustande,

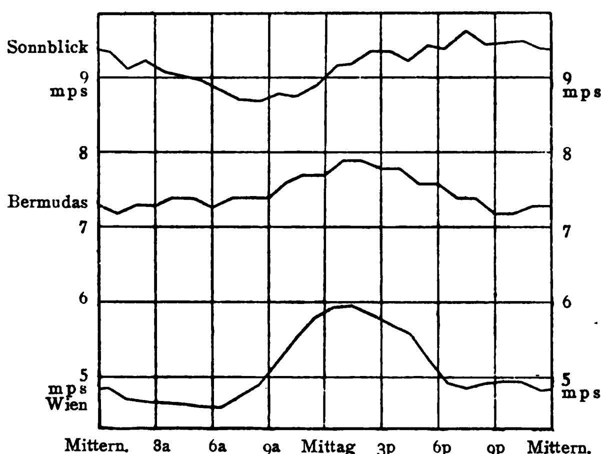


Fig. 34. Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit in Wien, Bermudas und auf dem Sonnblick.

weil die bereits unten befindliche Luft durch Abkühlung noch schwerer gemacht und also am Boden festgehalten wird, und darum herrscht in der Nacht die geringste Windstärke. Diese Auffassung läßt erwarten, daß in der Höhe das umgekehrte Verhalten der Windstärke während der Tagesstunden eintreten müsse, weil mit dem aufsteigenden Strome die geringere horizontale Geschwindigkeit der unteren Luftschichten nach oben gelangt. In der Tat zeigen die Windmessungen auf hohen Bergen das hiernach zu vermutende Minimum der Windgeschwindigkeit zur Zeit der höchsten Temperatur. Auf dem Meere, wo die Temperaturunterschiede gering sind und die Windstärke mit der Höhe nur wenig zunimmt, hat man auch keine erhebliche Tagesperiode der Windstärke gefunden. In Fig. 34 sind diese Verschiedenheiten ersichtlich gemacht durch die Kurven des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit in Wien, auf dem Gipfel des 3100 m hohen Sonnblick [beide nach Hann

(385)] und auf den Bermudasinseln [nach Köppen (386)], wo ähnliche Windverhältnisse wie auf dem Meere herrschen.

Aus diesen Tatsachen ergibt sich eine von Sprung (387) aufgefundene Regel für die tägliche Periode der Windrichtung. Weil nämlich die Erddrehung den Wind (auf der nördlichen Erdhälfte) nach rechts und um so mehr ablenkt, je stärker er weht, so bringen die mit größerer Windstärke von oben herabkommenden Luftmassen auch stärkere Rechtsablenkung mit sich, und die Windfahne hat demnach auf dem flachen Lande oder auch auf Hochebenen während der Vormittagsstunden mit der wachsenden Windstärke die Neigung, im Sinne des Uhrzeigers (rechts), am Nachmittag dagegen beim stärkeren Hervortreten des Unterwindes entgegengesetzt (links) herumzugehen, während auf Berggipfeln, deren Höhe nicht etwa über den vertikalen Luftaustausch hinaufreicht, die umgekehrte Erscheinung auftritt. Für die südliche Erdhälfte mit der dort wirksamen Linksablenkung ist natürlich die entgegengesetzte Regel gültig.

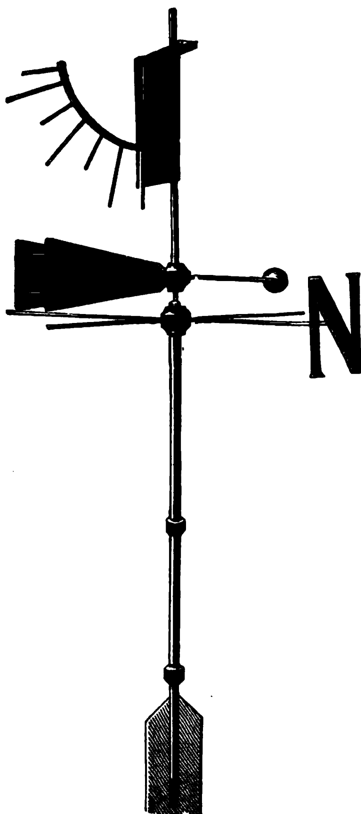


Fig. 35. Windfahne mit Stärketafel.

Außerdem hat sich auf einzelnen Berggipfeln noch eine halbtägige Periode der Windstärke gezeigt [Hann (388)], die mit dem täglichen Gang des Luftdruckes in naher Beziehung zu stehen scheint.

Der jährliche Gang der Windstärke hängt ebenso wie die jährlichen Änderungen der Windrichtung mit der Druckverteilung eng zusammen. Nach Hellmann (373) fällt das Jahresmaximum in höheren Breiten und in Küstengebieten, die dem Winde ausgesetzt sind, auf die kalte Jahreszeit, im Binnenlande auf einen der Monate März bis Juli. Das Jahresminimum liegt bei den binnenländischen Stationen, die ein Frühjahrsmaximum haben, gewöhnlich im August oder September, an Küstengebieten mit winterlichem Maximum im Juni oder Juli. Als Beispiele seien die folgenden Stationen erwähnt, deren größte bzw. geringste Windstärke liegt: für Berlin nach Kremser (389) in den Monaten März und September; für Potsdam nach Meißner (390) im Dezember und Mai; für Erfurt nach Treitschke (391) im März und Juni.

Zur Beobachtung der Windrichtung dient die Windfahne. Sie muß in ausreichender Höhe dem Winde ausgesetzt und leicht beweglich sein; insbesondere hat man darauf zu achten, daß die Windfahne bei ruhiger Luft in jeder beliebigen Stellung stehen bleiben kann und nicht etwa nach einer Seite „hängt“. Bei ungleichmäßiger Verteilung des Gewichtes oder nicht ganz aufrechter Stellung der die Fahne tragenden Stange kann dieser Übelstand leicht das häufigere Eintreten einer einzelnen Windrichtung vortäuschen. Um auch die Windstärke genauer als nach den auf S. 144 angegebenen Kennzeichen zu bestimmen, kann man sich der Wildschen Stärketafel bedienen. Dies ist eine, wie Fig. 35 (a. v. S.) zeigt, mit der Windfahne verbundene und mit ihr sich drehende Platte, welche demnach stets senkrecht gegen die Windrichtung gestellt ist. Sie ist um ihre Oberkante drehbar und läßt also durch ihre Abweichung aus der senkrechten Lage die Windstärke erkennen, wobei der Hebungswinkel (nicht etwa die Nummer der Windstärke!) an den Stiften des Kreisbogens abgelesen werden kann. Ein solcher Apparat ist bereits in einer Zeichnung von Leonardo da Vinci [† 1519 (175)] dargestellt worden.



Fig. 36. Robinsons Schalenkreuz.

An reichlicher ausgestatteten Beobachtungsstationen dient zum Messen der Windgeschwindigkeit das Robinsonsche (392) Schalenkreuz (Fig. 36). Auf seine halbkugeligen Schalen wirkt der Wind an der hohlen Seite stärker als an der gewölbten, so daß eine Drehung im gleichen Sinne bei jeder Windrichtung erfolgt. Die Schalenmitten bewegen sich alsdann mit einer Geschwindigkeit, die zwischen einem Drittel und der Hälfte der Windgeschwindigkeit liegt. Das mit der Achse des Schalenkreuzes verbundene Zählwerk gestattet, die mittlere Geschwindigkeit des Windes (eigentlich den Windweg) für jede nicht zu geringe Zeitdauer zu bestimmen. Die zur Messung der Windstärke dienenden Apparate heißen Anemometer.

Wie bei nahezu allen meteorologischen Messungen ist auch hier die im Einzelfalle gewählte Aufstellung des Apparates von größter Wichtigkeit, und nur die Angaben solcher Instrumente, die sich in ganz gleichartiger Aufstellung befinden, können miteinander verglichen werden.

Daß auch die Umgebung mit ihren etwaigen Veränderungen sehr wesentlich ist, zeigt die in Berlin zur Beobachtung gelangte starke Verringerung der von einem Schalenkreuz angezeigten Windstärken infolge der in der Nachbarschaft geschehenen dichten Bebauung. Der Apparat wurde im Januar 1884 auf dem Turme des südwestlich der Stadt im Vororte Wilmersdorf damals völlig frei liegenden Joachimsthalschen Gymnasiums 32 m über dem Straßenpflaster aufgestellt, und über seine aus den folgenden 20 Jahren stammenden Angaben berichtet Kremser (389), daß die Ausdehnung der Stadt nach jener Richtung hin und die Erbauung zahlreicher benachbarter Häuser zwischen dem ersten und zweiten Jahrzehnt der Beobachtungen einen Unterschied erzeugt habe, als sei der Erdboden um fast 25 m emporgewachsen. Die mittlere Windstärke war von über 5 m auf weniger als 4 m in der Sekunde gesunken.

Wetter.

Aus der Wechselwirkung der meteorologischen Elemente entsteht das Wetter. Wir werden seine Darstellung durch Schilderung einer Reihe von häufig vorkommenden Witterungsvorgängen zu geben suchen.

Eine sehr wichtige Gruppe atmosphärischer Erscheinungen ist an den aufsteigenden Luftstrom geknüpft. Daß ein solcher aus den von der Temperaturverteilung herrührenden Druckunterschieden entstehen kann, sahen wir oben (S. 138); in der Gegend, über welcher der Luftdruck geringer ist als über der Nachbarschaft, bildet sich ein aufsteigender Strom, genährt durch die am Boden von allen Seiten herzuströmende Luft, während aus seinem oberen Teile Luft nach allen Seiten abfließt. Auch daß der aufsteigende Strom zur Bildung von Wolken und Niederschlag führen kann, wurde vorher (S. 74) bereits erörtert, und dabei auch die Möglichkeit erwähnt, daß Übersättigung der Luft mit Dampf und Überkaltung der gebildeten Wassertropfen vorkommen und beim Aufhören dieses labilen Zustandes das Auftreten von Platzregen und Hagel erzeugen können. Indem nun hierbei durch plötzliche und massenhafte Kondensation eine erhebliche Wärmemenge, die bisher latent war, frei wird und in die Luft übergeht, ergibt sich eine örtliche Drucksteigerung, welche mehrere Millimeter Quecksilberdruck betragen kann. So berechnet v. Bezold (393), daß bei einer am Boden herrschenden Temperatur von 25° und bei 66 Proz. relativer Feuchtigkeit ein aufsteigender Strom bereits in 806 m Höhe zur beginnenden Kondensation und in 3988 m zur Erreichung des Gefrierpunktes führt. Wird aber das vorhandene Wasser um noch weitere 300 m gehoben, ohne zu erstarren, und gefriert dann in plötzlichem Aufhören der Überkaltung (Hagel), so tritt eine Vermehrung des Druckes um 3,2 mm ein; erfolgt

das Erstarren erst in 4636 m Höhe bei einer Überkaltung um 3,8°, so beträgt die Druckzunahme sogar 5,9 mm.

Eine andere Ursprungsweise rascher, in der Höhe auftretender Druckänderung ist gegeben, wenn ein aufsteigender Strom an einer Sperrschicht (S. 46) anlangt und von dieser, in deren wärmere Luft er zunächst nicht einzudringen vermag, so lange aufgehalten wird, bis durch Nachschub aufstrebender Massen das Hindernis überwunden und stoßartig durchbrochen wird, wobei sich die plötzliche Druckänderung bis zum Boden bemerkbar machen kann.

Wie im aufsteigenden Luftstrom die dynamische Abkühlung teilweise durch frei werdende Wärme der sich kondensierenden Feuchtigkeit ausgeglichen wird, ist bereits oben (S. 61) gezeigt worden: Indem die aufsteigende Luft einen Teil ihrer Feuchtigkeit als Wasser oder Eis ausscheidet und herabfallen läßt, verbleibt ihr die frei gewordene Kondensationswärme und erzeugt eine minder tiefe Temperatur, als sie in gleicher Höhe ohne vorausgegangene Kondensation herrschen würde. Die absteigenden Ströme nehmen diese Kondensationswärme mit sich herunter. Gegenden mit vorwiegend absteigender Luftbewegung sind darum wärmer, als sie es sonst wären. Beispielsweise finden wir dies in den beiden Streifen hohen Luftdruckes, welche in etwa 30° nördlicher und südlicher Breite die Passatzone nach der Polseite hin begrenzen, und deren Temperatur in Fig. 4 (S. 21) in der Tat eine gegen die benachbarten Breiten etwas erhöhte ist.

Bezeichnet man als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige, welche sie annehmen müßte, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme in das Meeresniveau versetzt würde, so erweist sich die potentielle Temperatur einer ohne Kondensation aufsteigenden oder einer absteigenden Luftmasse unveränderlich, während sie beim Aufsteigen mit Kondensation zunimmt. Die potentielle Temperatur der Atmosphäre wächst also im Durchschnitt mit der Höhe.

Aufsteigende Ströme pflegen entweder über langen, schmalen Streifen oder über rundlich gestalteten Bodenflächen aufzutreten. Im ersteren Falle bezeichnen wir die Erscheinung als Böe, im letzteren als aufrechten Luftwirbel. Die Böe liegt gewöhnlich mit ihrer Längsrichtung senkrecht zu dem herrschenden Winde, und da dieser sie mit sich fortführt, schreitet die Böe senkrecht zu ihrer Längsrichtung fort. Man kann daher auch sagen, sie bewege sich mit breiter Front und geringer Tiefe. Über dem Streifen, der ihre Grundfläche bildet, steigt die Luft empor, vor und hinter diesem Streifen fließt sie herab und am Boden von beiden Seiten gegen die Böe. Dabei sind die Windwege kurz genug, so daß von dem ablenkenden Einfluß der Erddrehung abgesehen werden kann. Am Boden wirkt außer den von vorn und von hinten her gegen die Böe fließenden Strömen noch der in der Gegend herrschende Wind, mit welchem die Böe fortschreitet. An der Vorderseite ist als Differenz beider Bewegungen der zur Beobachtung kommende Wind nur schwach,

an der Rückseite, wo die Summe beider Wirkungen auftritt, um so stärker. Dieser von rückwärts gegen die Böe wehende Wind führt Luftmassen heran, welche zwar aus höheren und kälteren Gegenden herabgekommen sind, dabei aber mit Regen oder Hagel vermischt waren. Durch solche Beimischung von Wasser oder Eis wird die aus dynamischer Erwärmung sonst zu erwartende Temperaturerhöhung größtenteils verhindert und also bewirkt, daß die hinter der Böe heranfließenden Luftmassen merklich kälter sind, als die Umgebung. Die dynamische Erwärmung dieser herabgeflossenen Luft macht sich indessen dadurch bemerkbar, daß die Luft trotz des beigemengten Wassers von der Sättigung mit Dampf erheblich entfernt ist. Das ganze, an der Rückseite des aufsteigenden Stromes entstandene Gebilde kann demnach als Luftwirbel mit horizontaler Achse bezeichnet werden, wobei freilich die Bewegung nicht von einer bestimmten und gleichbleibenden Luftmasse ausgeführt wird, sondern die Böe ähnlich einer fortschreitenden Welle immer neue Massen ergreift und bewegt.

Vettin (394) bezeichnet diese Erscheinung als „eine sich weithin erstreckende Luftwalze, die um ihre horizontale Achse rotierend mit der sich fortbewegenden Luft fortschreitet“. Auf Grund neuerer Untersuchungen schildert dagegen W. Schmidt (395) die Böe als Wirkung einer starken, am Boden auftretenden Temperaturstufe, d. h. des Aneinandergrenzens zweier Luftmassen von erheblich verschiedener Temperatur. Die kalte Luft schiebt sich an der Grenze beider unter die wärmere, und zwar ist dabei, wie ausführliche Versuche im kleinen erkennen ließen, diese vorrückende Luftmasse nicht keilförmig gestaltet, sondern hat an ihrem vorausgehenden Teil einen „Kopf“, nämlich eine wulstförmige Erhöhung. Dadurch wird die davorliegende wärmere Luft zur Seite und aufwärts gedrängt, fließt in der Höhe auch nach rückwärts, und nimmt vorübergehend an der Bewegung eines Wirbels mit horizontaler Achse teil, ohne aber von diesem mitgezogen zu werden. Außerdem scheinen auf der Oberseite der vorrückenden kalten Strömung oft Wellen zu entstehen, die sich als Luftdruckschwankungen bemerkbar machen.

Ein Beobachter, über dessen Standpunkt das Ganze fortschreitet, macht dabei folgende Wahrnehmungen: Aus der Herkunftsrichtung des herrschenden Windes steigt bei langsam sinkendem Luftdruck Gewölk herauf, welches am vorderen Rande zuweilen wulstförmig erscheint oder schlauchähnliche Spitzen herabhängen läßt (Taf. XII u. XVIII). Kurz bevor es den Zenit erreicht hat, flaut der Wind ab und springt wohl auch vorübergehend in die entgegengesetzte Richtung um, hört, während die Wolkenmassen über dem Beobachtungsorte anlangen, ganz auf und beginnt dann plötzlich in der früheren Richtung mit großer Stärke zu wehen. Zugleich oder kurz vorher ist der Luftdruck sehr rasch um ein oder mehrere Millimeter Quecksilberhöhe gestiegen („Gewitternase“), beginnt aber alsbald wieder langsamer zu fallen, und sein Gang schließt sich dann allmählich dem vor dem plötzlichen Steigen liegenden Teile

an. Mit dem Einfallen des starken Windes ist eine deutliche Abkühlung eingetreten und zugleich oder bald darauf (um die Dauer des Herabfallens verzögert) ein Platzregen oder Hagelschauer niedergegangen. Reicht die Kraft des aufsteigenden Stromes nicht aus, um die Luft bis zur Kondensationsgrenze emporzuheben, so fällt mit der Bewölkung der Niederschlag weg, demnach auch die Abkühlung, und man beobachtet lediglich eine Staubböe. Ist andererseits der Vorgang kräftig ausgebildet, so tritt zu den schon erwähnten Einzelheiten noch Blitz und Donner hinzu. Man spricht in solchen Fällen von Regenböe, Hagelböe, Gewitterböe u. dgl. Oftmals zieht eine Reihe solcher Böen in nahezu gleicher Richtung hintereinander über eine Gegend hin und gibt Gelegenheit zur wiederholten Beobachtung der eben geschilderten Einzelheiten.

Den Anblick, welchen in solchem Falle die Wolken bieten, hat Köppen (396) durch die in Fig. 37 u. 38 wiedergegebenen Zeichnungen dargestellt. Die erste der Figuren wurde nach der Natur skizziert und zeigt die Vorderseite einer gegen den Beschauer heranrückenden Böe.

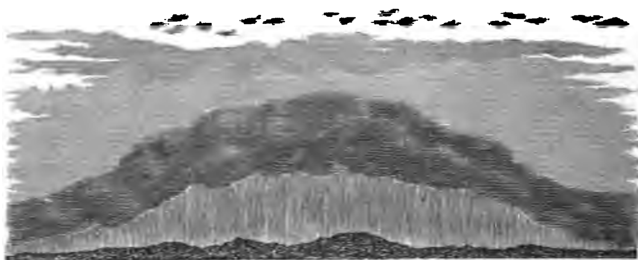


Fig. 37. Vorderansicht einer Regenböe nach Köppen.

Unter einem Cirrostratusschirm, dessen vorderer, aus verschiedenen Formen von Cirrus und Cirrocumulus bestehender Rand eben den Zenit passierte, kam ein etwa vom Nordwest- bis zum Südsüdwestpunkte des Horizontes reichender dunkler Wolkenwulst rasch heraufgezogen, unter bzw. hinter welchem ein gleichmäßig lichtgraues Segment sich zeigte. Etwa 10 Minuten später, als die Mitte des Wolkenwulstes den Zenit passiert hatte, kamen die ersten Tropfen, welche bald in einen kräftigen Regen von einer halben Stunde Dauer übergingen. Das lichtgraue Segment war die Regenmasse selbst und erschien hellfarbig, weil die mitgerissene Luft im Absteigen und also nebelfrei war. In der Tat kann man ja bekanntlich durch starken Regen viel weiter hindurchsehen, als durch mäßigen Nebel. Der in Fig. 38 abgebildete Längsschnitt einer regnenden Wolke (von vorn nach hinten) ist eine auf Grund zahlreicher Einzelbeobachtungen entworfene typische Darstellung. Drei hintereinander von der linken zur rechten Seite der Zeichnung fortschreitende Regenböen sind erkennbar; von der Wolke hängen drei Regenstreifen herab, die dunkler als die dazwischen aufsteigende Luft, aber heller als die

darüberliegende Wolke erscheinen. Sie sind am oberen Ende mehr oder weniger — besonders der vorderste (rechte) — von Wolkenwülsten umgeben, die bei *b* und (*b*) vom Längsschnitt getroffen werden, bei *b'* und *b''* aber aus der Ebene eines der seitlichen Ränder auf den Mediansсhnitt projiziert und in gestrichelten Umrissen angegeben sind. Steht man unter *b*, so kann man unter günstigen Umständen in den Teil der Wolke, aus dem der Regen kommt, wie in ein riesiges Gewölbe hineinsehen. Die dicke Wolkenmasse *bc* ist es, welche auf Fig. 37 von vorn (bzw. auf Fig. 38 von rechts) gesehen als dunkler Bogen erscheint, was natürlich eine bedeutende seitliche Ausdehnung des Regenschauers zur Voraussetzung hat. Dagegen ist bei *aa* die Wolke viel dünner. Statt der geballten Cumulusformen von *c* finden wir über dem vorderen *a* einige Gipfel mit schleierartigen Ausströmungen *d*, während nach hinten die Wolke mehr und mehr bankförmige Bildung annimmt. Bei *ee* ist der obere Cirrostratusschirm angedeutet, welchen wir auch auf Fig. 37

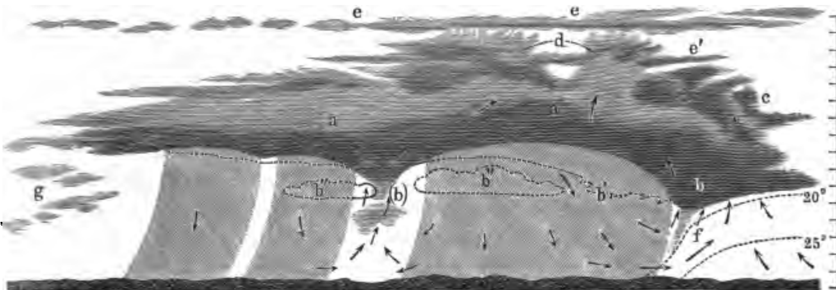
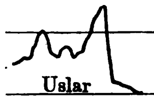


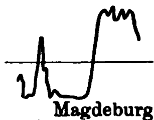
Fig. 38. Seitenansicht einer Regenböe nach Köppen.

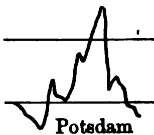
sehen; tiefere Lagen ähnlicher, aber nur stückweise vorhandener Schirme, die von den Cumulusköpfen durchbrochen werden, finden wir bei *e'* und unter *c* angedeutet. Die am rechten Rande der Fig. 38 befindliche Skala, deren Teile je 100 m bedeuten, gilt auch für horizontale Abstände und soll die in der Natur vorkommende ungefähre Größe der Erscheinung veranschaulichen.

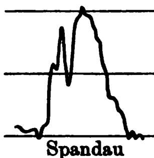
Zum Vergleich sei hier an die ganz ähnliche Schilderung erinnert, die Goethe (397) von seiner in Karlsbad am 12. Mai 1820 gemachten Beobachtung gibt. „Gegen Abend war im Westen, von dem Erzgebirge her, ein meilenlanger Nimbus, der in vielen Strömungen niederging. — Die Wetterwolke zog von Westen gegen Osten und zeigte an ihrem unteren Bauche deutliche kurze Streifen, welche in gleicher Richtung vorwärts den Strich führten, — und es senkten sich ganz vertikale Gußstreifen herunter. Diese schienen jedoch mit der Erde in solchen Kontakt und Verbindung zu kommen, daß sie mit ihrem unteren Ende an dem Boden festhielten, der die Feuchtigkeit an sich saugte, indes die Wolke weiterzog und das obere Ende dieser Schläuche mit sich fortnahm, deshalb sie zu einer schiefen Richtung genötigt wurden. Nun hatten aber

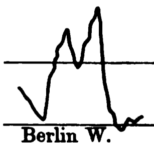
andere solcher früher niedergegangenen Strömungen durch das Fortziehen der Wolken ihren Zusammenhalt mit der Erde verloren und schwebten losgelassen hoch über dem Horizont. Das Merkwürdigste jedoch war ein solcher Schlauch, der, obgleich der letzte, doch der stärkste, mit dem unteren Teile entschieden an der Erde festhielt, indes der obere fortgezogen wurde, wodurch ein gekrümmtes Aufsteigen bewirkt ward."











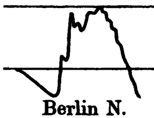


Fig. 39. Gewitternasen vom 22. Juni 1898.

Die während einer Böe stattfindende Änderung des Luftdruckes ist schon oben erwähnt und bildet ein sicheres und höchst charakteristisches Kennzeichen, aus welchem das Vorübergehen einer Böe entnommen werden kann. So wurde z. B. am 4. Mai 1904 eine sehr starke Böe auf einem großen Gebiet wahrgenommen. Das in der Nähe von Pola kreuzende österreichische Kriegsschiff „Nautilus" beobachtete fast gleichzeitig mit der Böe das Eintreten außergewöhnlich hohen Seeganges, wobei es den Anschein hatte, „als wenn eine hohe Welle vor der Böe einhergelaufen wäre" (398). Einen ähnlichen Vorgang schildert Wilson (399). Am 12. Juli 1902 wurde in Süd-Keewatin (Canada) ein starkes Gewitter mit schwerem Hagelfall beobachtet. Man befand sich in einem Walde, dessen Boden fast ganz mit einer dichten, wolligen Schicht von Moos (Hypnum triquetum) und Wurzeln bis zu 1 Fuß (englisch) Dicke bedeckt ist. Während des Gewitters war kein Wind zu bemerken, die Moosdecke aber hob sich wellenförmig vor und unter dem Zelt der Beobachter, so daß unmittelbar vor der Zelttür der Wellenkamm manchmal bis 1 Fuß über die normale Lage stieg. Die Wellenbewegung schritt in der Richtung des Gewitters weiter; zwei Wellenberge gleichzeitig wurden keinmal gesehen, doch war die Aussicht auf etwa 30 Fuß beschränkt. Nachdem die Erscheinung bemerkt war, dauerte sie noch ungefähr 5 bis 10 Minuten. Nach dem Gewitter war der Raum zwischen Moosdecke und Boden, welcher vorher nur Luft enthalten hatte, mit Wasser gefüllt. Omori (400) erzählt sogar, daß in Japan beim Vorübergang stark ausgeprägter Tiefdruckgebiete der Boden um 7 bis 9 cm auf und nieder geschwankt habe. Bei einer Trombe, die am 4. Juli 1905 die Umgebung von Cravant bei Beaugency verwüstete, wurden nach Vaillard (401) durch den aufsteigenden Strom schadhafte Dächer nur wenig beschädigt, unverletzte dagegen in die Höhe gehoben. Die schon erwähnten Schwankungen des Luftdruckes, welche mit der Böe fortschreiten, lassen uns verstehen, wie die eben geschilderten Vorgänge

zustande kommen konnten. Es ist schon oftmals gelungen, diese Luftdruckschwankungen messend zu verfolgen, denn die in vielen Orten bereits vorhandenen Barographen zeichnen dauernd den Luftdruck mit allen seinen Änderungen in einer zusammenhängenden Linie auf und liefern bei vorüberziehenden Böen eine Form der Druckkurve, für welche die Bezeichnung „Gewitternase“ üblich geworden ist. Ein Gewitter ist freilich nicht immer dabei beteiligt, denn auch jede einfache Regen- oder Graupelböe erzeugt am Barographen eine Gewitternase. Fig. 39 zeigt nach Börnstein (402) die an sechs verschiedenen Orten durch ein Gewitter am 22. Juni 1898 hervorgebrachten Nasen, wobei die Zeit von links nach rechts gerechnet ist, der linke Teil also zuerst gezeichnet wurde. Die horizontalen Striche geben durch ihren Abstand den Wert je eines Millimeters Quecksilberdruck an; die gleiche Länge in horizontaler Richtung entspricht dem Fortschreiten um eine Stunde.

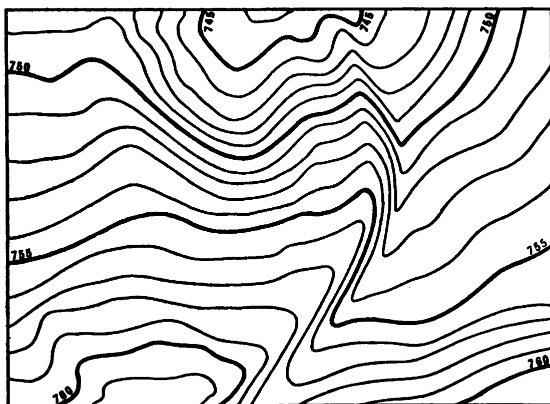


Fig. 40. Böenlinien in den Isobaren vom 27. August 1890.

Benutzt man die Aufzeichnungen des Druckes und der Temperatur zur Darstellung der horizontalen Verteilung dieser Elemente, so findet sich als Grundriß der Böe ein Streifen niederen Druckes; ebendaselbst oder auch in der Fortschreitungsrichtung etwas nach vorn hin verschoben liegt ein Streifen höherer Temperatur, und hinter dem niederen Druck folgt das Gewitter, wenn solches vorhanden, sowie ein Streifen hohen Druckes. Das Ganze hat zur Achse eine „Böenlinie“, welche ungefähr senkrecht zu den Isobaren zu liegen und in deren Richtung fortzuschreiten pflegt. Die hierbei auftretende charakteristische Ausbuchtung der Isobaren an allen von der Böenlinie durchsetzten Stellen hat Durand-Gréville (403) durch die in Fig. 40 wiedergegebene Zeichnung dargestellt, für welche die während eines Gewitters am 27. August 1890 gewonnenen Beobachtungen benutzt wurden. Denkt man diese Druckverteilung von links nach rechts fortschreitend, so ergibt sich für den an einem Orte verbleibenden Beobachter nach langsamem Sinken des

Druckes eine beim Vorübergang der Böenlinie auftretende plötzliche Drucksteigerung um 2 bis 3 mm Quecksilberhöhe: die Gewitternase. Da die Isobaren hier mit je einem Millimeter Unterschied gezeichnet sind, während sie auf unseren gewöhnlichen Wetterkarten von 5 zu 5 mm fortschreiten, so kommt in den letzteren die gleiche Erscheinung mit geringerer Deutlichkeit zur Wahrnehmung, ist aber immerhin auch leicht auffindbar. Beachtet man in Fig. 40 nur die stärker gezeichneten Isobaren von 745, 750, 755 und 760 mm, so ergibt sich dasjenige Bild, unter welchem die Böenlinie in gewöhnlichen Wetterkarten erscheint. Oftmals sind in der Umgebung einer barometrischen Depression, namentlich im Grenzgebiete zwischen einer solchen und einem barometrischen Maximum, mehrere verschiedene Böenlinien erkennbar, die hintereinander fortschreiten. Da sie die Isobaren nahezu senkrecht durchsetzen, und da die Isobaren den Kern der Depression, d. h. die Gegend niedersten Luftdruckes umgeben, so haben die Böenlinien solche Richtung, daß ihre Verlängerung den Depressionskern trifft. Man kann also auch sagen: Die Böenlinien erstrecken sich strahlenförmig vom Depressionskern heraus und bewegen sich um diesen als Mittelpunkt. Die an den umgebenden Isobaren erkennbare Ausbuchtung wird als „Gewittersack“ bezeichnet. (S. die Wetterkarte Taf. XXIV.) Man hat auf die eben geschilderte Luftdruckverteilung auch die Benennung „V-förmige Isobaren“ angewendet. Vielleicht kann die vermehrte Beachtung der Böenlinien auf Grund der ausgebuchteten Isobaren und der von dem Barographen gelieferten Gewitternasen dahin führen, daß die Voraussagung der Böen und Gewitter sicherer und früher als bisher gelingt.

Für die Entstehung und das Fortschreiten einer Böe bildet ein recht charakteristisches Beispiel der von Köppen (404) sorgfältig untersuchte Gewittersturm vom 9. August 1881, dessen ausführlicher Schilderung wir die folgenden Einzelheiten entnehmen. Eine barometrische Depression lag über der Nordsee und erstreckte ihren südöstlichen Teil über Norddeutschland. Der hier aus West und Südwest wehende Wind brachte, den Isobaren folgend, Luftmassen herbei, die aus nördlicheren Gegenden stammten und daher Kälte mit sich führten. Durch Sonnenstrahlung entstand morgens an der Südseite der Depression ein Gebiet hoher Wärme, welches bis zu einigen hundert Metern hinauf die Lufttemperatur erhöhte und zugleich den Druck verminderte. Dadurch wurde die kühle Westströmung abgelenkt und floß (nach dem barischen Windgesetz, S. 142) südostwärts an der gegen Südwest gerichteten Seite der Ausbuchtung entlang, wärend sich auf deren nordöstlicher Seite eine langsame Strömung aus Südost bewegte. Indem nun ein kaltes und ein warmes Gebiet in dieser Ausbuchtung unmittelbar nebeneinander lagen, getrennt durch eine von Nordwest nach Südost gerichtete Grenzlinie, entstand durch Aufsteigen der wärmeren Luft Regen, welcher beim Niederfallen das kalte Gebiet nach der Seite des wärmeren hin ausdehnte

Zu Seite 163.

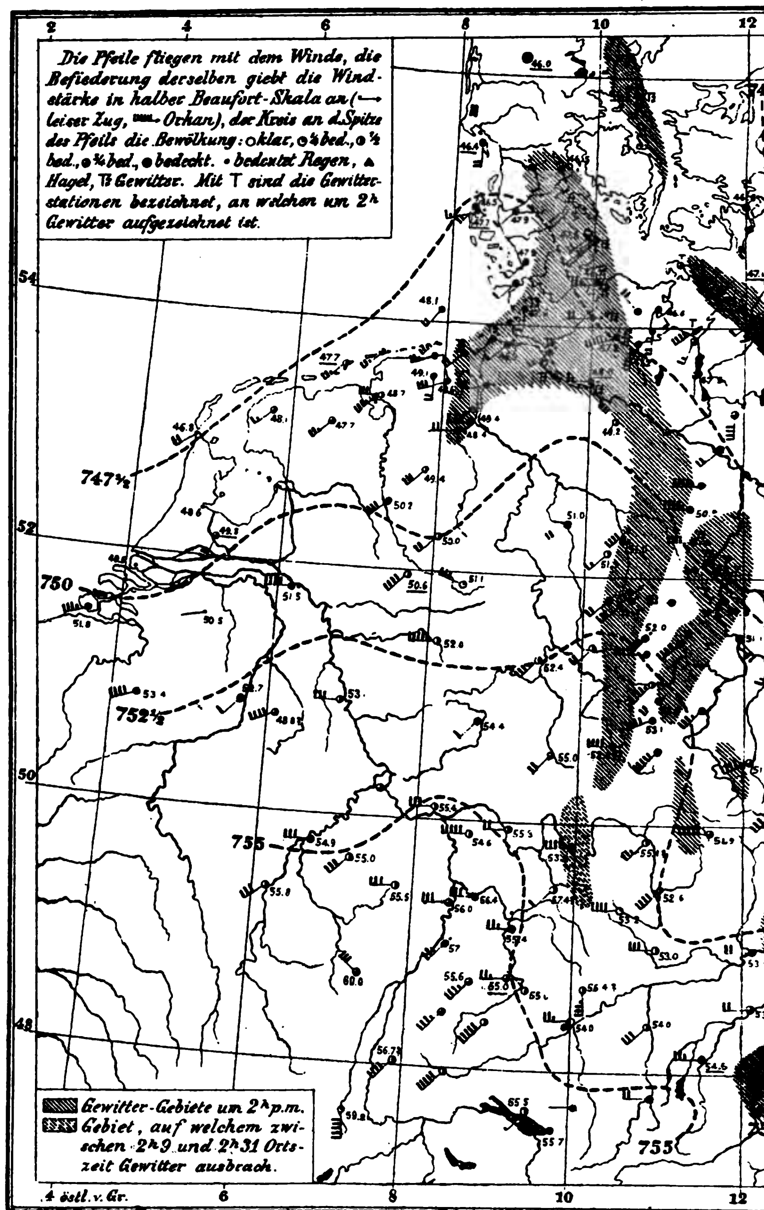
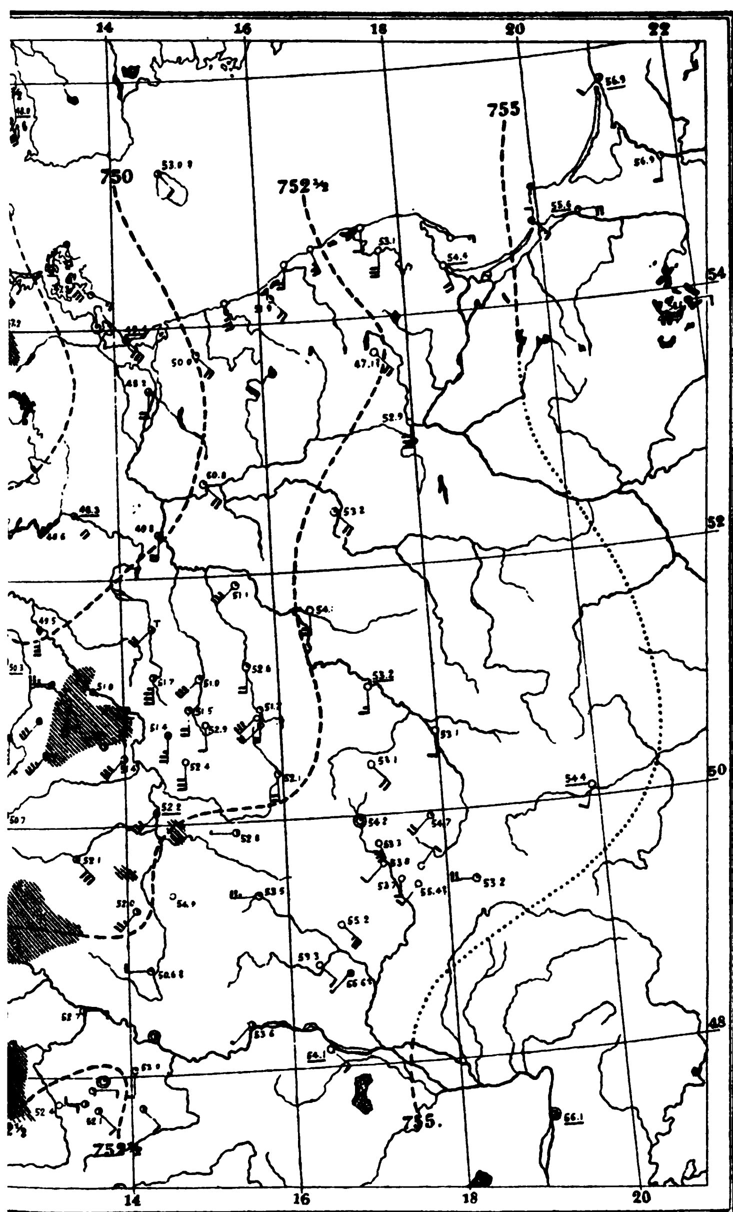


Fig. 41. **Isobaren im Gewitte**



rgebiet vom 9. August 1881.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

und die schon vorhandene Temperaturstufe (d. h. den starken Gegensatz der Temperaturen an der Grenzlinie) noch verstärkte. Die hieraus sich ergebende Druckstufe mußte dann eine außerordentliche Stärke des Windes auf der ganzen Breite der Stufe erzeugen, und so fanden sich die Vorbedingungen für eine vom kalten zum warmen Gebiet (oder vom hohen gegen den niederen Druck) fortschreitende Böe vereinigt. In der Tat ist diese gegen Nordost und Ost bis an die Grenzen Deutschlands gelangt und hat bei ihrem etwa 10 Minuten dauernden Vorübergang an vielen Stellen durch Hagel und Sturm Zerstörungen angerichtet. In Fig. 41 ist die Verteilung des Druckes und die Lage des Gewittergebietes an jenem 9. August 1881 um 2^p dargestellt.

Bildet sich der aufsteigende Strom nicht, wie bei der Böe, über einem Streifen, sondern über einem mehr rundlich geformten Bodenstück, so fließt am Boden die Luft gleichzeitig von allen Seiten herbei und pflegt einen aufrechten Luftwirbel zu bilden. Die Verschiedenheiten der Bodenform sowie die Druck- und Temperaturverteilung bewirken es, daß die herbeiströmenden Luftmassen verschiedene Geschwindigkeit haben. Diejenige Richtung, in welcher das Herbeifließen der unteren Luft am raschesten geschieht, überwiegt dann im Vergleich zu den übrigen Seiten, und der aufsteigende Strom schreitet seitlich im Sinne der stärksten Luftzuführung, also in der Richtung des etwa herrschenden Windes fort. Im kleinen bilden sich solche Erscheinungen oft in ruhender und stark erwärmter Luft, fast ausschließlich in der warmen Jahreszeit, und schreiten als Tromben oder Windhosen (Wasserhosen, Sandhosen) mit dem Winde fort, indem sie Wasser, Sand und sonstige leichte Gegenstände emporheben. Teilweise zeigen sie wirbelnde Bewegung, welche bei der Kürze der zugehörigen Windbahnen auf die ablenkende Kraft der Erddrehung um so weniger zurückgeführt werden kann, als dergleichen Wirbel keinen bestimmten Drehungssinn haben. A. Wegener (405) weist auf die Möglichkeit hin, daß Tromben als Wirbelfäden anzusehen seien und die seitliche Fortsetzung der über einer Gewitterböe vorhandenen Wirbelbewegung bilden könnten, und stützt diese Vermutung durch die Erfahrung, daß die Trombe in der Flanke von Gewittern aufzutreten und mit ihrem oberen Teil gegen die Regen- oder Gewitterwolke geneigt zu sein pflegt. Zuweilen treten auch Windhosen von größerer Stärke auf und hinterlassen einen „Zerstörungsstreifen“, an dem man die geringe Breite und die große Windstärke der Trombe erkennen kann. In unseren Gegenden pflegt dergleichen seltener vorzukommen, während in Nordamerika die als Tornados bezeichneten Wirbelstürme häufiger sind. Sie entstehen dort vorzugsweise in der wärmeren Zeit des Jahres und des Tages, bestehen aus kräftigem, aufsteigendem Luftstrom, welcher sich um eine aufrechte Achse gegen den Uhrzeiger dreht, und zeigen die mit raschem Emporsteigen gewöhnlich verbundenen Erscheinungen, nämlich dunkles Gewölk, Platzregen, Hagel, Gewitter, Sturm samt den entsprechenden Zerstörungen.

Von sehr viel größerer Bedeutung für unsere Witterungsverhältnisse sind die ausgedehnten aufrechten Luftwirbel, welche die barometrischen Minima bilden. Wir werden sie etwas später und im Zusammenhange mit den absteigenden Luftströmen zur Besprechung bringen.

Hier sei zunächst eine besondere Erscheinung dargestellt, die gleichfalls dem aufsteigenden Luftstrome angehört: das Gewitter. Daß Blitz und Donner als elektrische Vorgänge anzusehen seien, wurde in der Mitte des 18. Jahrhunderts von Benjamin Franklin (406) aus seinen berühmt gewordenen Drachenversuchen geschlossen. Er gibt für deren Ausführung die folgende Anweisung: „Man mache aus zwei leichten Stückchen von Zedernholz ein Kreuz, dessen Arme so lang sein müssen, daß sie in die vier Ecken eines großen, aber dünnen, seidenen Schnupftuches, wenn es ausgespannt ist, reichen. Man knüpfe die Ecken des Schnupftuches an die Spitzen des Kreuzes fest; so hat man den Körper eines Drachen. Versieht man diesen gehörig mit einem Schwanze, Band und Schnur, so wird er, wie diejenigen, so aus Papier gemacht werden, in die Luft hinaufsteigen. Weil er aber von Seide gemacht ist, wird er geschickter sein, den Wind und die Nässe der Gewitter, ohne zu zerreißen, auszuhalten. An der Spitze des aufrecht stehenden Stabes, in dem Kreuze, muß man eine sehr scharfe Spitze von Draht befestigen, welche einen Fuß und mehr vor dem Holze hervorragt. An das Ende des Bindfadens, zunächst der Hand, knüpft man ein seidenes Band, und an dieser Stelle, wo die Schnur und die Seide zusammenkommen, kann man einen Schlüssel befestigen. Diesen Drachen läßt man steigen, wenn es das Ansehen hat, als wolle ein Gewitter entstehen. Der Mensch, welcher die Schnur hält, muß in einer Türe oder Fenster, oder sonst unter einer Bedeckung stehen, damit das seidene Band nicht naß werden kann. Auch muß hierbei in acht genommen werden, daß die Schnur den Tür- oder Fensterrahmen nicht berühre. Sobald nun Gewitterwolken über den Drachen kommen, zieht die Spitze das elektrische Feuer aus ihnen, und hierdurch wird der Draht und die ganze Schnur elektrisiert. Die lose hängenden Fäden stehen nach allen Seiten auseinander und werden von einem sich nähernden Finger angezogen. Sobald der Regen den Drachen und die Schnur naß gemacht hat, daß selbige das elektrische Feuer freier zuleiten können, so wird man finden, daß dasselbe bei Annäherung eines Knöchels haufenweise aus dem Schlüssel herausströmt. An diesem Schlüssel können die Gläser geladen werden, und mit dem auf diese Weise überkommenen elektrischen Feuer kann man Weingeist zünden und alle übrigen elektrischen Erfahrungen, die man sonst gewöhnlich durch Hilfe einer geriebenen Glaskugel oder Röhre zuwege bringt, anstellen. Wodurch also die Übereinstimmung der elektrischen und der Materie des Blitzes vollkommen bewiesen ist.“

Ist hiernach die elektrische Natur des Blitzes festgestellt, so kann auch der gleiche Ursprung des Donners nicht zweifelhaft sein. Die Entladungsfunken unserer Elektrisiermaschinen lassen freilich nur einen

kurzen Knall hören, und wenn die Blitzentladungen sich von jenen Funken allein durch die Stärke unterscheiden, so muß auch bei ihnen ein zwar lauter, aber gleichfalls kurz dauernder Knall auftreten. Dieser Knall entsteht indessen am Orte des Blitzes und also gleichzeitig auf der ganzen langen Bahn, welche die Blitzentladung durchläuft; die verschiedenen Teile dieser Bahn sind vom Beobachter verschieden weit entfernt, und es muß der Schall des Donners sowohl auf dem geraden Wege von allen Punkten der Blitzbahn zum Beobachter gelangen, wie auch außerdem durch Zurückwerfung an Wolken, Bergen usw. Da nun der Schall in Luft nur mit einer Geschwindigkeit von etwa 330 m in der Sekunde fortschreitet, so machen sich die Unterschiede der Weglänge durch die verschiedene Zeitdauer, in welcher diese Wege durchlaufen werden, bemerkbar, und man hört den einmaligen Knall des Donners ebenso oft wiederholt, als verschieden lange Wege von den Schallwellen zurückgelegt werden müssen. Dies empfinden wir dann als Rollen des Donners. Bekanntlich kann durch den kurzen Knall eines Schusses im Gebirge, wo das Echo ähnliche Wirkungen erzeugt, das Geräusch des Donners ebenfalls hervorgebracht werden. Wie aber der Schuß nur als kurzer Knall gehört wird, wo die Vorbedingungen für die Zurückwerfung der Schallwellen nicht gegeben sind, so kann auch beim Donner unter entsprechenden Umständen das gleiche stattfinden. Ein am 27. Juli 1900 aufgestiegener Luftballon geriet in 700 m Höhe, wie Bacon (407) erzählt, in eine Gewitterwolke, und man beobachtete plötzliche Abkühlung, Hagelschauer und lebhafte Blitze, denen kurzer, scharfer Donner ohne jedes Rollen folgte. Ein von dem Donner verschiedenes Geräusch scheint bei Gewittern, mit denen starker Hagelfall verbunden ist, mitunter aufzutreten. Budde (408) schildert es auf Grund eigener Beobachtungen mit den Worten: „der ganze Himmel knurrt“.

Über Gestalt und Aussehen der Blitze ist merkwürdigerweise eine ganz unrichtige Vorstellung verbreitet. Von alters her pflegt man allgemein den Blitz in Form einer Zickzacklinie mit sehr spitzen Winkeln darzustellen und glaubt diese Form auch bei Gewittern zu erblicken. Daß es Selbsttäuschung ist, hat die photographische Aufnahme zahlreicher Blitze erwiesen, denn auf diesen durch keine persönliche Voreingenommenheit beeinflußten Abbildungen zeigt der Blitzstrahl nur runde Biegungen und außerdem zahlreiche Verästelungen, die sich vom Hauptstrahl etwa wie die Nebenflüsse eines großen Stromes abzweigen. Als Beispiel solcher Formen mag der von Precht (409) vom 25. Juli 1894 aufgenommene und in Fig. 42 (a. f. S.) wiedergegebene Blitz dienen. Eine besondere zuerst von Kayser (410) 1884 bemerkte Form ist die des „Bandblitzes“, wie sie Fig. 43 (a. f. S.) nach einer von Rümker (411) am 23. August 1898 in Hamburg gemachten Aufnahme zeigt. Diese letztere Form scheint ziemlich selten aufzutreten und dadurch bedingt zu sein, daß der Blitz aus mehreren, nacheinander stattfindenden Entladungen besteht, und daß in den Zwischenzeiten die Blitzbahn vom Winde ver-

schoben wird, die Wege der einzelnen Entladungen also nebeneinander liegen. Der zuletzt erwähnte Blitz schlug in die Seewarte ein, genau in 500 m Abstand von dem photographischen Apparat, und dadurch wurde es möglich, die wirkliche Breite der leuchtenden Blitzbahn im Betrage von etwa 10 m zu berechnen. Ähnliche Umstände führten bei einer am 17. August 1902 in Ungarn durch v. Szalay (412) aufgenommenen Blitzphotographie dazu, für ein 182 m langes Stück der Blitzbahn die Breite zwischen 12,3 und 14,3 m zu bestimmen. Eine zuweilen beobachtete Form ist ferner die des Perlschnurblitzes, wie ihn z. B. Hildebrandsson (413) nach eigener Beobachtung vom 19. Juli 1908 am östlichen Ufer des Wettersee folgendermaßen schildert: Ein ungewöhnlich



Fig. 42. Blitz.



Fig. 43. Bandblitz.

starkes Gewitter zog um 8p aus Südwest über den See herauf, zahlreiche Blitze schlugen in den See, mehrere Häuser und Scheunen wurden entzündet. Etwa um 9p ging wieder ein gegen Nord konvexer bogenförmiger Blitz in den See, etwa in 3 bis 4 km Abstand vom Beobachter, und löste sich in weißglänzende Kugeln auf, die scheinbar auf einem schwach leuchtenden Draht saßen; diese Erscheinung blieb einige Sekunden sichtbar und glich einem Radband mit weißen Kugeln. Mit Rücksicht auf den geringen Abstand vom Beobachter müssen die Kugeln recht groß gewesen sein. Ob der Lichtdraht, auf dem sie sich zu befinden schienen, wirklich oder nur ein im Auge befindliches Nachbild des sehr glänzenden Blitzes war, ist nicht zu entscheiden. Die Kugeln standen scheinbar still und verschwanden an denselben Stellen, wo sie aufgetreten waren. Von

einem anderen Perlschnurblitz vermochte H. Mack (414) am 24. September 1909 in Schweinfurt eine photographische Aufnahme zu gewinnen; sie zeigt bei einem horizontalen Blitz einzelne Lichtpunkte, deren gegenseitiger Abstand an einem Ende des Blitzes sehr gering war und nach dem anderen Ende wuchs; eine verbindende Lichtlinie ist nicht erkennbar.

Daß die Blitze oftmals nicht bloß einmalige Entladungen von kurzer Dauer sind, beweisen zahlreiche Aufnahmen, bei denen die photographische Camera bewegt wurde. Namentlich wenn die Bewegung nahezu senkrecht zur Blitzbahn geschieht, erscheint diese entweder ver-



Fig. 44. Blitzaufnahme mit (von links nach rechts) bewegter Camera.

breitert oder auch in mehrere ungefähr gleichlaufende Lichtstreifen zerlegt. Ist die Bewegungsgeschwindigkeit der Camera dabei bekannt, so kann man auch die Zeiten berechnen, welche zwischen den einzelnen Teilen der Erscheinung lagen. Eine solche Aufnahme ist in Fig. 44 nach Walter (415) dargestellt, herrührend von einem am 30. Mai 1902 in Hamburg beobachteten Gewitter. Die fünf Blitzbahnen rühren von Entladungen her, zwischen denen Pausen von 0,0360, 0,0364, 0,0283, 0,1440 Sekunden lagen, so daß die ganze Dauer des Blitzes 0,2447 Sekunden betrug. Aus derartigen Blitzphotographien und aus Aufnahmen künstlicher elektrischer Entladungen zieht der genannte Forscher den Schluß, daß der elektrische Funke keineswegs mit einem Schlage fertig ist, sondern daß ihm sein Weg erst durch mehrere, stufenweise auf-

einanderfolgende und jedesmal länger werdende „Vorentladungen“ (die namentlich bei künstlichen Funken deutlich an Länge wachsen) gebahnt wird.

Die Strömungsrichtung der Blitzentladungen konnte in vielen Fällen nachträglich an den magnetisierenden Wirkungen erkannt werden, welche in Basalt, Phonolit, Dolerit und anderen häufig vorkommenden Gesteinsarten durch die elektrische Strömung zustande kommen. Indem der Blitz namentlich an Felskuppen und Klippen, die auf Anhöhen liegen, längs der Oberfläche entlang gleitet, um sich dann in feuchten Felsspalten u. dgl. zu verteilen, wirkt er auf die seinem Wege benachbarten magnetisierbaren Körper nach der bekannten „Daumenregel“, nämlich: „Hält man die rechte Hand derartig, daß die Richtung des elektrischen Stromes vom Arm zu den Fingerspitzen führt und daß die Handfläche einem drehbaren Magneten zugewendet ist, so wird dessen Nordpol nach der vom ausgestreckten Daumen bezeichneten Richtung abgelenkt.“ Vermittelst einer kleinen Magnetnadel untersuchte M. Töpler (416) solche Stellen, die durch Blitzspuren an Bäumen oder durch Angaben von Einwohnern als Orte früherer Blitzschläge erkennbar waren, und fand zahlreiche Blitzbahnen durch Gesteinsmagnetismus gekennzeichnet, wie es z. B. in Fig. 45 dargestellt ist. Von 92 derartig untersuchten Blitzspuren zeigten 59 die in der Figur gezeichnete Richtung — bei welcher die positive elektrische Strömung vom Boden nach aufwärts führt — und nur 33 die umgekehrte Strömungsrichtung. Dieselbe, aufwärts führende Strömungsrichtung fanden Gaetano und Giovanni Platania (417) an Gesteinen, die sie vor und nach dem Blitzschlag untersuchen konnten. Es wurde nämlich von zwei neu erbauten Häusern das in der Nähe des Blitzableiters befindliche Steinmaterial der Mauer zunächst unmagnetisch gefunden, und nach erfolgtem Einschlagen des Blitzes konnte man in einem Fall bis 13 cm, im anderen sogar bis zu 3 m Abstand vom Draht noch Magnetismus in dem Stein nachweisen. Daß die Mehrzahl der Blitze nach aufwärts gerichtet sei, folgt aus dem Vorstehenden übrigens noch nicht; eher könnte man annehmen, daß die abwärts gerichteten Blitze stärker verzweigt sind und bei ihren zahlreicheren und schwächeren Entladungen geringere Spuren zurücklassen, als die vom Boden aufsteigenden.



Fig. 45. Blitzbahn an einem Felsen.

Für die bei Blitzentladungen wirksam gewesene Stromstärke berechnet Pockels (418) aus der Magnetisierung von Basaltstücken,

die der Blitzbahn benachbart waren, eine obere Grenze von etwa 20 000 Ampere.

Man sieht den Blitz sowohl von Wolke zu Wolke, wie auch zwischen Wolken und Erde sich entladen. Ist dem Beobachter der Blitzstrahl selbst nicht sichtbar, so kann die von ihm herrührende Beleuchtung von Wolkenflächen als Flächenblitz zur Wahrnehmung kommen. Eine zuweilen auftretende Entladungsform scheint der Kugelblitz zu sein, welcher als runde Lichterscheinung geschildert wird, langsam sich bewegend und zuweilen mit Geräusch endend. Thornton (419) versucht diese leuchtenden Körper als stark geladene Ozonkugeln zu deuten. Erwähnt sei ferner die Erscheinung der Irrlichter, welche als kleine, auf dem Boden ruhende oder auch bewegte weiße oder bläuliche Flämmchen geschildert werden und in sumpfigen Gegenden Nordeuropas vorkommen sollen. Besser bekannt und ganz sicher bezeugt ist das Sanct Elmsfeuer, eine auf Bergen sowie auf dem Meere oft beobachtete Art der Elektrizitätsentladung. An Spitzen von Blitzableitern, Dächern u. dgl., an aufwärts gestreckten Fingern, ferner an Mastspitzen und Raanocken erblickt man unter zischendem Geräusch eine ruhende, büschelförmige Lichterscheinung, in welcher positive oder negative Elektrizität ausströmt. Nach v. Obermayer (420) haben die positiven Büschel (Fig. 46) einen deutlich ausgebildeten, rötlichweißen Stiel, der sich in das Büschel fortsetzt. Die Verzweigungen des Stieles sind ausgesprochen feinstrahlig und gegen die Enden violett. Der Kegel, welchen die Strahlen des Büschels am Stiele bilden, hat einen Öffnungswinkel, der in der Regel größer als ein rechter Winkel ist. Die einzelnen Strahlen haben 1,5 bis 3 cm Länge, können aber auch 5 bis 6 cm lang werden. Die negativen Büschel dagegen (Fig. 47) sitzen auf einem feinen Lichtpunkte auf und sind von so zarter Struktur, daß die einzelnen Strahlen nicht unterschieden werden können. Der Lichtpunkt ist von einer sehr zarten Lichthülle umgeben, welche sich wie ein Blütenkelch zum Büschel erweitert. Die Öffnung dieser Büschel ist viel kleiner als die der positiven, etwas über 45°, und die Länge des gesamten Büschels bleibt stets unter einem Centimeter.



Fig. 46. Positives St. Elmsfeuer.



Fig. 47. Negatives St. Elmsfeuer.

Oftmals nimmt man von einem fernen Gewitter nur den Blitz wahr, ohne den Donner zu hören, und es ist diese Erscheinung als Wetterleuchten bekannt. Die Ursache dafür, daß der Blitz so viel weiter gesehen, als der Donner gehört wird, liegt in den Gesetzen der Schallfortpflanzung. Sie geschieht nämlich mit einer Geschwindigkeit, die zwar vom Luftdruck unabhängig ist, aber mit der Temperatur und mit dem Dampfgehalt der Luft wächst. Da nun die unteren Luftschichten in der Regel wärmer und feuchter als die oberen sind, und also die Schallwellen unten rascher als oben fortschreiten, so ist ihr Weg demgemäß gekrümmt. Denn wie die Lichtstrahlen, so werden auch die Schallstrahlen beim Übergang zwischen verschiedenen Schichten gebrochen, und solche Schallstrahlen, die sich von der Blitzbahn als dem Ursprungsorte des Donners schräg nach unten bewegen, erleiden beim Eintritt in die wärmere und feuchtere Luft der unteren Schichten eine Ablenkung, welche „vom Einfallslote weg", d. h. nach oben gerichtet ist. Die Schallstrahlen sind demnach so gekrümmt, daß sie ihre hohle Seite nach oben und die konvexe Seite nach unten richten, umgekehrt

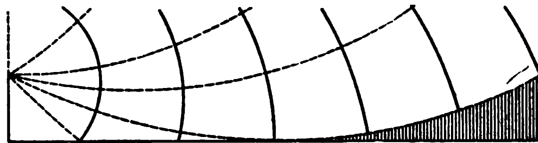


Fig. 48. Weg der Schallstrahlen beim Donner.

also, wie die durch atmosphärische Strahlenbrechung abgelenkten Lichtstrahlen (S. 95). Denken wir uns nun die sämtlichen vom Orte des Blitzes ausgehenden Schallstrahlen, soweit sie in einer senkrechten Ebene liegen, gezeichnet, so sind sie nach oben hin gekrümmt, wie die gestrichelten Linien in Fig. 48; nur ein Teil schneidet den Boden (links) und wird von diesem schräg nach aufwärts zurückgeworfen, die übrigen Schallstrahlen treffen den Boden überhaupt nicht, sondern verlaufen lediglich in der Luft. Zwischen den beiden Scharen der Schallstrahlen, die den Boden erreichen oder nicht, liegt als Grenze derjenige, welcher den Boden eben noch streifend berührt, und dessen zweiter, schräg aufwärts gerichteter Teil die obere Grenze des in der Zeichnung schraffierten „Schallschattens" bildet, d. h. desjenigen Raumes, in welchen die Schallwellen überhaupt nicht eindringen, und in dem man also den Donner nicht hören kann. Diese von Mohn (421) herrührende Überlegung wurde zuerst gelegentlich einer Untersuchung über die Hörweite akustischer Nebelsignale angestellt und erklärte zugleich die mitunter gemachte Wahrnehmung, daß dergleichen Signale bei Nacht weiter als bei Tage hörbar zu sein schienen. Denn sobald nachts Temperaturumkehr eintritt (unten kalt, oben wärmer), sind die Schallstrahlen in den unteren Luftschichten nach abwärts gekrümmt und müssen, soweit sie

die abgekühlte Luftschicht überhaupt erreichen, sämtlich auch bis zum Boden gelangen.

Daß Wetterleuchten nur nach Dunkelwerden gesehen wird, und daß es um so leichter und daher auch um so häufiger sichtbar ist, je dunkler die Nächte sind, bedarf wohl nicht der Erwähnung. Aber wenn man demgemäß die Wahrnehmung macht, daß Wetterleuchten in den dunkeln Nächten der Neumondszeit häufiger zur Beobachtung kommt, als in den hellen Vollmondsnächten, so wird man hieraus keineswegs den Schluß ziehen dürfen, daß auch bei Neumond häufiger als bei Vollmond Wetterleuchten stattfindet.

Zum Schutz gegen Blitzschäden dient der Blitzableiter, d. i. eine am höchsten Teile des zu schützenden Gebäudes angebrachte aufrechte Metallstange, welche durch metallische Leitung sowohl mit dem Boden wie auch mit allen größeren oder weit ausgedehnten Metallmassen des Gebäudes verbunden sein muß. Die Stange leitet den Ausgleich zwischen der in den Gewitterwolken angesammelten Elektrizität und dem Erdboden ein und muß deshalb in leitender Verbindung mit dem Boden stehen. Man erwirkt dies durch Herabführen eines genügend starken Drahtes von der Auffangestange bis zu einem zusammengerollten Blech oder Drahtnetz, das tief genug vergraben ist, um stets in feuchtem (d. h. leitendem) Erdreich zu liegen. Die im Hause vorhandenen Metallmassen (Bedachungen, Gas- und Wasserleitung, große Träger usw.) können auch ihrerseits, wenn sie isoliert sind, durch Wolkenelektrizität in den Zustand elektrischer Verteilung gebracht werden und ein Überspringen des Blitzes aus der Wolke oder aus dem Blitzableiter herbeiführen. Sogar die an sich schlecht leitende Dachfläche wird bei Benetzung durch Regen zu einem Leiter. Um solcher Gefahr zu begegnen, ist es zweckmäßig, alle dergleichen leitenden Massen mit dem Blitzableiter zu verbinden und dadurch zur Erde abzuleiten. Ausgedehnte Gebäude pflegt man durch mehrere Auffangestangen zu schützen. Nach den „Leitsätzen des Elektrotechnischen Vereins über den Schutz der Gebäude gegen den Blitz" (422) sind emporragende Gebäudeteile, die erfahrungsmäßig dem Blitzschlag besonders stark ausgesetzt sind, am besten selbst als Auffangevorrichtungen auszubilden oder mit solchen zu versehen. Von den Auffangevorrichtungen führen die Gebäudeleitungen, welche das Gebäude und namentlich das Dach möglichst allseitig umspannen, auf kürzesten Wegen und unter tunlichster Vermeidung schärferer Krümmungen zur Erde. Der Querschnitt soll bei verzweigten Leitungen aus Eisen mindestens 50, bei unverzweigten mindestens 100 qmm betragen. Für Kupfer genügt die Hälfte, bei Zink ist der anderthalbfache, bei Blei der dreifache Querschnitt wie bei Eisen erforderlich. Eine Vergrößerung der Blitzgefahr durch Unvollkommenheiten des Blitzableiters ist im allgemeinen nicht zu fürchten. Besonders gefährdete Anlagen, wie die zur Herstellung oder Aufbewahrung von Sprengstoffen dienenden Gebäude und die auf Berggipfeln befindlichen Observatorien, pflegt man nach Art des „Faradayschen Käfigs"

mit geerdeten Leitern zu umgeben. Für Sprengstoffanlagen ist in Preußen angeordnet [Neesen (423)], daß zwischen den diese Gebäude umgebenden Wällen ein großmaschiges Netz über dem Gebäude auszuspannen und an mehreren Stellen zur Erde abzuleiten ist. Weil aber dies zunächst nur gegen den direkten Blitzschlag und nicht gegen Seitenentladungen schützt, so soll zu deren Abfangen ein zweites Netz mit viel engeren Maschen unmittelbar auf dem Gebäude angebracht werden. Die im Inneren befindlichen Metallteile sind möglichst wenig zu erden und hineinführende Rohrleitungen (für Wasser, Gas) mit isolierenden Unterbrechungen zu versehen. Schwieriger ist der Schutz von Bergobservatorien zu bewirken, weil Schnee und Eis durch schlechte Leitfähigkeit und durch ihre Bewegungen eine sichere Ableitung nach dem Erdboden hin meistens ausschließen, während andererseits die hohe Lage und die Form des Berggipfels eine verstärkte Blitzgefahr erzeugen. Wo aber die Erdleitung möglich ist, scheint auch der Blitzschutz erreichbar, wie das Observatorium Vallot auf den Bosses am Montblanc zeigt. Von diesem berichtet v. Obermayer (424), daß es 13 Jahre nach seiner Erbauung noch von keiner Gewitterentladung getroffen sei. Es steht freilich nicht auf einen Gletscher, sondern auf Felsboden, ist ganz mit dünnem Kupferblech bekleidet und trägt auf dem Dach vier Auffangestangen mit vielen Spitzen, die miteinander, mit der Kupferhaut und mit dem Felsen leitend verbunden sind, während die innen befindlichen, zahlreichen metallenen Apparate nicht abgeleitet sind.

Die Blitzgefahr hat nach Hellmann (425) die gleiche jährliche und tägliche Periode wie die Gewitterhäufigkeit (s. S. 179). Gebäude mit weicher Dachung sind stärker gefährdet als solche mit harter Dachung; Windmühlen und Kirchen sind besonders hoher Gefahr ausgesetzt; geschlossene Ortschaften unterliegen kleinerer Blitzgefahr als einzelne Gehöfte. Inbetreff der Bodenarten fanden sich bei Kalkboden die geringsten, bei Lehmboden die meisten Blitzschläge; ferner traf der Blitz am seltensten Buchen, am häufigsten Eichen. Diese Unterscheidung findet sich schon bei Keferstein (426), während nach Monné (427), Vanderlinden (428) und Brodersen (429) Pappeln noch häufiger getroffen werden. Stärker gefährdet als andere sind kranke oder freistehende oder besonders hohe Bäume.

Die Blitzgefahr verschiedener Gegenden miteinander zu vergleichen, ist überaus schwierig, weil lange nicht alle einschlagenden Blitze zur Beobachtung kommen. Blitzschläge im Walde werden unvollständig, solche in Äckern, Wiesen oder Gewässern nur ausnahmsweise wahrgenommen, und außerdem ändert sich die Wahrscheinlichkeit und Häufigkeit solcher Wahrnehmungen mit der Dichte der Besiedelung. Auch die Häufigkeit der Gewitter kann nicht als Maßstab dienen, weil bei der Zählung zu verschiedenartig verfahren wird. Beschränkt man sich auf Untersuchung derjenigen Blitzschläge, welche in Gebäuden Schaden angerichtet haben und deren Zahl demnach aus den Aufzeichnungen der Feuerversicherungs-

anstalten zu ermitteln ist, so hängt das Auftreten dieser Schadenblitze in doppelter Weise von der Besiedelungsdichte ab. Zunächst ist in jedem Bezirk die Gesamtzahl der Schadenblitze um so größer, je mehr Häuser vorhanden sind; diese Gesamtzahl, für die Flächeneinheit berechnet, würde also derartig von der Besiedelungsdichte beeinflußt sein, daß sie beim Vergleich verschiedener und verschieden stark bevölkerter Gegenden nicht als Maß der Blitzgefahr dienen kann. Andererseits ist aber die Wahrscheinlichkeit, daß das einzelne Haus vom Blitz getroffen wird, um so geringer, je mehr Häuser vorhanden sind. Und wenn in einer Gegend die Gewitterverhältnisse völlig unverändert bleiben, während die Besiedelungsdichte zunimmt, so verringert sich dabei die Blitzgefahr für jedes Haus oder die Anzahl der Schadenblitze, welche durchschnittlich im Jahre auf eine Million Gebäude kommen. Ist dann trotz wachsender Besiedelungsdichte in einer Gegend die Zahl der Schadenblitze für die Million Gebäude im Wachsen, so kann man daraus vielleicht auf Zunahme der Blitzgefahr schließen. Ganz sicher wäre ein solcher Schluß freilich nicht, denn es wächst erfahrungsmäßig auch die Zahl der überhaupt bei den Versicherungsgesellschaften angemeldeten Brandfälle, und man könnte also eher von einer steigenden Brandgefahr als von vermehrter Blitzgefahr reden, und könnte annehmen, daß die Wahrscheinlichkeit des Zündens für den einzelnen Blitz gestiegen sei, wenn nämlich die gemeldeten und die wirklich geschehenen Blitzschläge sicher und genau übereinstimmten. Zur Annahme einer von 1833 bis 1897 stark wachsenden Blitzgefahr wurde v. Bezold (430) für Bayern geführt, Steffens (431) fand für Deutschland und die Jahre 1854 bis 1901 dasselbe, wobei die sogenannten kalten Blitzschläge mitgezählt wurden. Dagegen gelangte Langbeck (432) auf Grund der vom Preußischen Statistischen Landesamt für 1885 bis 1909 mitgeteilten Zahlen und unter Ausschluß der kalten Schläge zu dem Ergebnis, daß in Preußen die Blitzgefahr zwar erhebliche Schwankungen, aber keine dauernde Zunahme zeige. Die Schwankungen stehen sowohl mit der Gewittertätigkeit der einzelnen Jahre, wie auch namentlich mit dem wechselnden Intensitätscharakter der einzelnen Gewitter in Beziehung. In den Städten hat mit dem Ausbau des oberirdischen Telephonnetzes die Gefahr deutlich abgenommen, wird aber vielleicht wieder wachsen, wenn die unterirdischen Leitungen zunehmen. Die Industriebezirke Deutschlands treten bezüglich der Blitzgefährdung kaum merklich hervor.

Über das Fortschreiten der Gewitter vermochte man durch Benutzung von gleichzeitig an vielen Stationen ausgeführten Beobachtungen Aufschluß zu erlangen. Bereits 1817 erließ in diesem Sinne Schweigger (433) von Halle aus einen Aufruf, durch den die Naturforscher und namentlich die Mitglieder der Halleschen Naturforschenden Gesellschaft veranlaßt werden sollten, für jede Gegend den Hauptzug der Gewitter zu erforschen und in Karten einzutragen. Und der Tübinger Botaniker Schübler (433) ging mit besonderem Eifer auf diese Anregung ein und

entwarf einen zweckmäßigen Fragebogen für seine 30 freiwilligen Beobachter. Jetzt sind zahlreiche „Gewitterstationen" über das Land verteilt (in Preußen etwa 1450), deren Beobachter den jedesmaligen Ausbruch eines Gewitters samt allen damit verbundenen Witterungserscheinungen sorgfältig verfolgen und mit genauen Zeitangaben schriftlich der Zentralanstalt (für Preußen dem Königlichen Meteorologischen Institut in Berlin) melden. Durch Verwendung vorgedruckter Postkarten wird das Verfahren recht einfach gestaltet, so daß man ohne erhebliche Belastung der Beobachter ein ausführliches Beobachtungsmaterial über jedes Gewitter an der Zentralstelle gewinnt. Zur Verfolgung ferner Gewitter kann auch das Aufzeichnen der Hertzschen elektrischen Wellen dienen, die von dem Gewitter ausgehen. Man benutzt dazu nach Boggio-Lera (434) einen ähnlichen Apparat, wie bei der drahtlosen Telegraphie, bestehend aus Auffangedraht, Fritter, Batterie und Relais, und läßt durch die ankommenden Strahlen elektrischer Kraft eine Glocke betätigen, einen Schreibstift bewegen oder dergleichen. Durch J. Schreiber (435) wurde die Einrichtung noch vereinfacht, indem er als Fritter zwei gekreuzte Nähnadeln verwendete. In der Tat vermag diese Vorrichtung das Auftreten weit entfernter Gewitter anzuzeigen.

Mit besonderer Sorgfalt wird die Zeit des ersten Donners beobachtet und notiert, sowie die Zugrichtung des Gewitters, denn diese Angaben dienen zur Festlegung des Weges, den das Gewitter nahm. Man trägt zu diesem Zwecke die genannten Einzelheiten in eine Landkarte ein, welche die Stationsorte enthält, und zieht alsdann die als Isobronten bezeichneten Linien des gleichzeitigen ersten Donners, indem man diejenigen Punkte der Karte durch je eine Linie verbindet, in welchen der durch den ersten Donner gekennzeichnete Ausbruch des Gewitters gleichzeitig stattfand. Werden für jede volle Stundenzeit solche Isobronten gezogen, so bezeichnen sie die jeweilige vordere Grenze des vom Gewitter gerade eingenommenen Gebietes und lassen dessen Fortschreiten nach Richtung und Geschwindigkeit deutlich erkennen.

Indem man so die Lebensgeschichte der einzelnen Gewitter verfolgt, sind zwei Hauptformen zu unterscheiden, welche man nach Mohn (436) als Wärmegewitter und Wirbelgewitter bezeichnen kann. Es ist merkwürdig, wie dieser Gegensatz von verschiedenen Forschern gleichmäßig bemerkt und dargestellt wurde. Schon Kämtz (437) unterscheidet Sommer- und Wintergewitter und fügt hinzu, die ersteren entständen in unseren Gegenden bei ruhigem und heiterem Wetter, die letzteren bei lebhaften Stürmen; auch pflegten die Sommergewitter mehrere Stunden anzuhalten, während bei den Wintergewittern meist nur wenige Blitze stattfinden. Hellmann (438) findet, daß in Mittel- und Nordeuropa die Wintergewitter stets in Begleitung von Wirbelstürmen und mit Vorliebe bei Nacht auftreten, und daß sie meist auf kleinere Gebiete, als die Sommergewitter, beschränkt und von kurzer Dauer, sowie von

einigen wenigen Blitz- und Donnerschlägen begleitet sind, welch erstere wegen der geringen Höhe der sie entsendenden Wolkengebilde häufiger als im Sommer zünden. Derselbe Forscher kommt zu dem Ergebnis: die Wirbelgewitter treten am häufigsten in der kalten Jahres- und Tageszeit, die Wärmegewitter am häufigsten in der warmen Jahres- und Tageszeit auf. Eine jeden Zweifel ausschließende Unterscheidung beider Arten gibt v. Bezold (439), indem er die Wärmegewitter als Wirbel mit horizontaler, die Wirbelgewitter als solche mit vertikaler Achse bezeichnet. Die ersteren „entstehen in Gebieten, über welchen weder ein ausgesprochen aufsteigender noch absteigender Strom vorhanden ist, so daß am Erdboden Gelegenheit zu Überhitzungen geboten ist, die alsdann in diesem Teile der Atmosphäre labiles Gleichgewicht zur Folge haben". Diese Vorbedingungen pflegen vorzugsweise im Binnenlande erfüllt zu sein, doch scheint aus den oben genannten Arbeiten von W. Schmidt u. a. hervorzugehen, daß das labile Gleichgewicht nur für die Entstehung von Böen und Gewittern wesentlich ist, während der weitere Verlauf hauptsächlich durch den in enger Nachbarschaft auftretenden Temperaturgegensatz der Luftmassen bedingt wird. Die Wirbelgewitter dagegen „begleiten die zentralen Teile tieferer, wohl ausgebildeter Depressionen" (v. Bezold), sie treten bei unruhigem, trübem Wetter und vorzugsweise dort auf, wo die Depressionen sich zu besonderer Tiefe entwickeln, d. h. auf dem Meere bis an die Küste hin. Ihre Wirbelachse steht senkrecht oder geneigt und schneidet jedenfalls die Erdoberfläche. Vergleicht man diese Einzelheiten miteinander und mit den auf S. 158 u. 163 erwähnten Dingen, so leuchtet ein, daß die Sommergewitter mit den Wärmegewittern identisch und Begleiterscheinungen von Böen sind, während die Wintergewitter und Wirbelgewitter miteinander übereinstimmen und zu den Erscheinungen des aufrechten Luftwirbels gehören.

Im deutschen Binnenlande sind die Wirbelgewitter überaus selten; in der überwiegenden Mehrzahl treten Wärmegewitter auf, und zwar beginnen sie meist auf einem etwa von Nord nach Süd sich erstreckenden Streifen, weil auf einem solchen die Sonnenstrahlung gleichzeitig wirkt. Schreitet dieser Gewitterstreifen dann gegen Osten fort, wie es in der Mehrzahl der Fälle geschieht, so erscheint er entweder als zusammenhängendes „Frontgewitter" [v. Bezold (439)] oder besteht aus einer Reihe einzelner und in parallelen Bahnen ziehender „erratischer Gewitter" (Fron). Welches von beiden stattfindet, hängt zum Teil von der Form des Landes, sowie von der Bodengestalt ab. So begünstigen z. B. Terrainabschnitte, die sich, wie der Schwarzwald und die Vogesen, ungefähr in nordsüdlicher Richtung erstrecken, die Entstehung von Frontgewittern, die in der Tat viel leichter im Inneren Deutschlands und Frankreichs zustande kommen als in Skandinavien oder Italien, wo zur Entfaltung weit geringere Flächen vorhanden sind. Als Beispiel eines Frontgewitters kann dasjenige vom 16. Juli

1884 dienen, dessen Isobronten in Fig. 49 dargestellt sind. Um 1 Uhr mittags entstand es am Rhein und schritt ostwärts fort an der Rückseite eines Streifens niederen Druckes, der seinerseits einem Streifen höherer

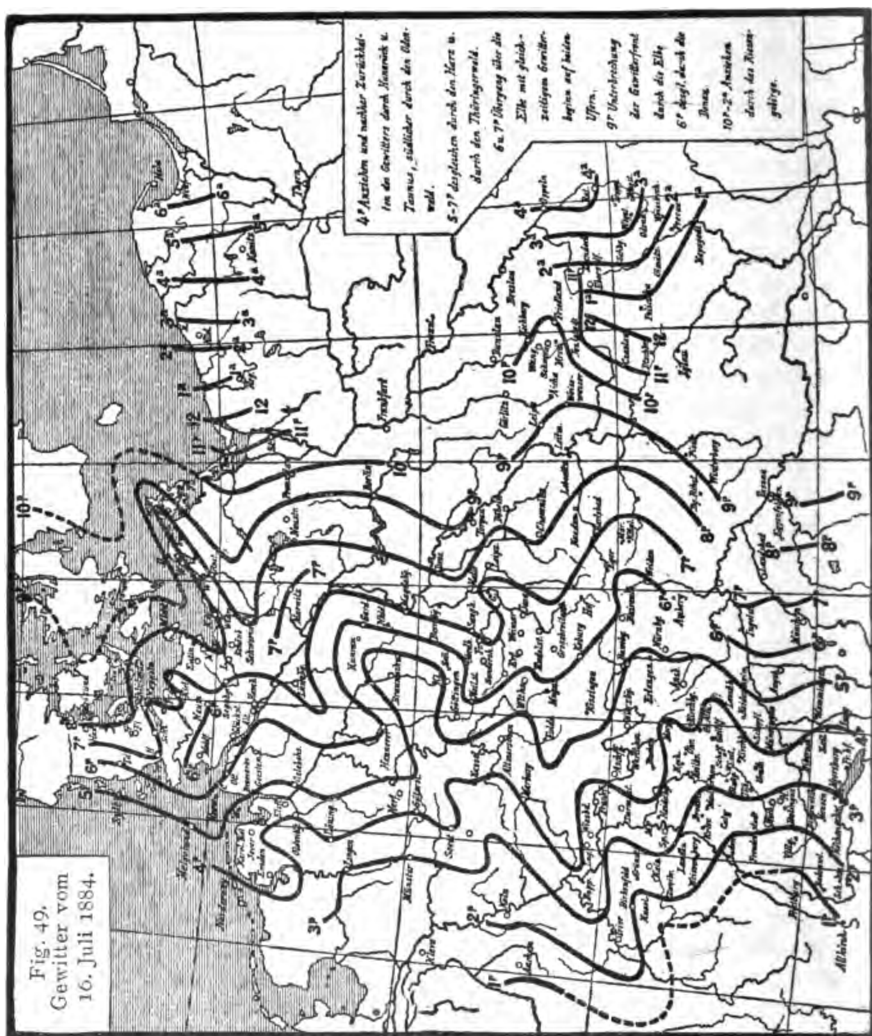


Fig. 49. Gewitter vom 16. Juli 1884.

Temperatur folgte. Am Abend war dies Gewitter etwa bis zu der Linie Stettin—Passau gelangt und fand infolge der inzwischen eingetretenen Abkühlung nicht mehr die Vorbedingungen zum weiteren Fortschreiten, sondern erlosch auf dem größten Teile der Frontlänge; nur zwei schmale Fronten an der Ostsee und in Schlesien schritten noch bis zum Morgen

fort. Jener Tag gehörte zu einer gewitterreichen Woche, bei deren Untersuchung Börnstein (440) mehrere bemerkenswerte Einzelheiten wahrnehmen konnte. So war von Interesse die Anziehung, welche auf die Gewitter von den Gebirgen ausgeübt zu werden schien. Lag das Gebirge vor der Gewitterfront, so erlangte diese an der zunächst gelegenen Stelle eine Ausbiegung nach vorn, entsprechend einem Vorauseilen gegen das Gebirge; lag dies aber hinter der Front, so war die Ausbiegung nach rückwärts gerichtet und drückte ein nach Überschreiten des Gebirges verzögertes Fortschreiten aus. In Fig. 49 kann man solche Krümmungen der Isobronten am Hunsrück, Taunus, Odenwald, Harz, Thüringerwald und Riesengebirge erkennen.

Bei dem am 4. Mai 1904 in Steiermark beobachteten Gewitter fand Prohaska (441), daß die Gewitterfront durch das Gebirge gewissermaßen zurückgehalten, die Geschwindigkeit der Fortpflanzung hier vermindert wurde.

Ähnliches schildert Kämtz (442) mit den Worten: „Nicht selten findet man, daß ein Gewitter, welches sich in einem Tale auf einer Ebene bildete und von dem herrschenden Winde gegen einen Bergkamm getrieben wird, hier plötzlich stehen bleibt, dann nach einer ganz anderen Richtung fortzieht oder auch sich mehrfach teilt, worauf die einzelnen Stücke sich nach verschiedenen Richtungen bewegen.“ Eine Erklärung gibt Vettin (443) durch die Überlegung, daß die Gebirge hindernd auf die untere Luftströmung einwirken und also die zur Gewitterböe hinfließenden Luftmassen verlangsamen müssen. Auf der vom Gebirge abgewandten Seite der Böe strömt die Luft ungehindert herbei und überwiegt demnach den vom Gebirge kommenden Wind derartig, daß das Gewitter in Richtung dieser überwiegenden Strömung, also gegen das Gebirge hin fortgetrieben wird. Ferner erwiesen sich die Flüsse als Hindernisse für die vorschreitende Gewitterfront. In Fig. 49 zeigt sich dies an der Elbe oberhalb Torgau, sowie namentlich an der Donau. Hiermit stimmt die vielfach verbreitete Meinung überein, daß Flüsse von den Gewittern nicht leicht überschritten werden. Bedenkt man, daß in der warmen Jahreszeit die Flüsse kälter sind als der feste Boden und also kühlere Streifen in wärmerer Umgebung darstellen, so ergibt sich das Vorhandensein eines absteigenden Luftstromes über dem Flusse sowie entsprechender Luftbewegung, die am Boden von beiden Ufern weg und in einigem Abstande nach aufwärts führt, um oben von beiden Seiten her gegen den absteigenden Strom zurückzukehren. Hat der Fluß, wie es in Deutschland ja meistens zutrifft, ungefähr südnördliche Richtung und ist er also der Gewitterböe etwa parallel, so trifft diese im Heranziehen zuerst den äußeren aufsteigenden Strom, der sie verstärkt, dann aber den entgegenfließenden Unterwind und den absteigenden Strom, durch welche das weitere Fortschreiten des Gewitters verzögert oder auch ganz gehindert wird, je nachdem der aufsteigende Strom der Böe oder der absteigende des Flusses höher hinaufreicht. Es scheint auch vorzukommen, daß der

untere Teil eines Gewitters durch den Fluß am Weiterschreiten gehindert wird, während der obere Teil in der Höhe darüber hinwegzieht und sich nach Überschreiten des Flusses wieder zum Boden hin ausdehnt, vielleicht angezogen durch den aufsteigenden Strom des jenseitigen Ufers. Ein solcher Fall lag wahrscheinlich vor bei einem am 8. Juni 1900 in der Nähe von Berlin beobachteten Gewitter (444), welches aus Westsüdwest heranzog und dessen Anfang (erster Donner) auf dem linken Ufer der Oder zwischen $10^1/_2$ und 11^a, auf dem rechten Ufer meist zwischen 12 und 1^p bemerkt wurde, während auf einem von der Oder durchflossenen breiten Streifen zwar die sonstigen Kennzeichen der Böe, aber keine Gewittererscheinungen zur Beobachtung kamen. Nur die Insassen eines Luftballons, welcher zufällig in 700 m Höhe über jenem gewitterfreien Streifen schwebte, nahmen mehrmaligen Donner und eine elektrische Entladung wahr, so daß also in der Höhe der obere Teil der Gewitterböe mit unverminderter Stärke über den Fluß gegangen zu sein und sich dann erst wieder nach abwärts ausgebreitet zu haben scheint.

Eine merkwürdige und offenbar seltene Erscheinung beobachtete Wiener (445) gelegentlich einer Luftfahrt in der Nacht vom 18. zum 19. Mai 1911, nämlich ein „Ringgewitter". Während der Ballon durch absteigende Strömung von 1800 auf 700 m Höhe herabgeführt wurde, sah man im Norden, Osten und Süden, zuletzt auch im Westen zahlreiche Blitze, die scheinbar zwischen den Rändern einer höheren und einer unter dem Ballon befindlichen Wolke in einem Abstand vom Ballon, der nach der Zeitdauer vom Blitz zum Donner auf 1 bis 5, später 6 km geschätzt wurde, überspringen.

Über die örtliche Verteilung der Gewitter in Europa hat Alt (446) für die Jahre 1893 bis 1902 eine Untersuchung geliefert, welche im allgemeinen die küstennahen Gebiete und ausgedehnten Ebenen als verhältnismäßig gewitterarm gegenüber den Gebirgsgegenden erscheinen läßt. Zugleich erwiesen sich als gewitterarm die Gebiete, in welchen archäische und ältere Massengesteine anstehen (Zentralalpen, Böhmerwald, Erzgebirge, Thüringer Wald, Harz, böhmisch-mährisches Massiv), während zahlreichere Gewitter in Gebieten der Kreide, der Triasformation und jüngerer Eruptivgesteine (Ostengland, nördliche und südliche Kalkalpen, mittlere Karpathen) auftraten. Inbetreff der Bodengestalt fand Defant (447) aus den Beobachtungen in Niederösterreich 1901 bis 1905, daß das ganze ebene Gebiet sich durch Gewitterarmut auszeichnete, während schon ganz geringe Erhebungen die Gewitterhäufigkeit stark vermehrten. Die Entstehung von Gewittern wird durch alle größeren Erhebungen, besonders die dominierenden, sehr begünstigt, dagegen lassen die ebeneren Gebiete nur äußerst wenig Gewitter entstehen, sind vielmehr die Auflösungsstätten solcher, die von anderwärts herkommen. Es fand sich ferner, daß das einzelne Gebiet stets Gewitter einer bestimmten Richtung bevorzugt, hauptsächlich nur diese entstehen läßt und solche entgegengesetzter Richtung mit Vorliebe vernichtet.

Über die geringsten Höhen, in welchen Gewitterwolken vorkommen können, sind mehrfach Beobachtungen auf Berggipfeln angestellt. So wurden auf der Schneekoppe (1600 m) oftmals Gewitter wahrgenommen, bei denen das dunkle Gewölk unterhalb des Beobachters schwebte, während dieser sich in heiterer Luft befand und über sich den blauen Himmel sah, nach welchem zahlreiche Blitze aus der Wolke hinaufschlugen. Viele Fälle dieser Art werden von Reimann (448) geschildert. Andererseits erwähnt Hess (449) auf Grund von schweizerischen Beobachtungen Gewitterzüge, welche sich ungeachtet der Bodenverhältnisse geradlinig über Berg und Tal, Alpen und Seegebiet ausbreiteten, und die er, da sie offenbar den höheren Schichten der Atmosphäre angehörten, als „Hochgewitter" bezeichnet.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Gewitter fortschreiten, ist sehr verschieden; starke Gewitter pflegen rascher als schwache über das Land zu ziehen, und durchschnittlich beträgt in Nordeuropa die Fortschreitungsgeschwindigkeit der Gewitter gegen 40 km in der Stunde oder etwa 11 m in der Sekunde, ist also ungefähr gleich der Geschwindigkeit des als „frisch" bezeichneten Windes. Im Winter und nachts schreiten die Gewitter etwas rascher fort, als im Sommer und bei Tage.

Die Zugrichtung ist in Deutschland vorzugsweise gegen Ost oder Nordost gerichtet, in Norditalien gegen Ost, in Mittel- und Süditalien gegen Süd oder Südost, in Ungarn gegen Süd, in Steiermark, Kärnten und Oberkrain sowie in Holland, in Schweden und Norwegen gegen Nordost.

Die Weglänge scheint mit der Frontbreite in Beziehung zu stehen, sie war in den von Defant (447) untersuchten Fällen etwa doppelt so groß, wie jene. Süring (450) weist darauf hin, daß oftmals auf gleichem Wege ganze Gruppen von Gewittern hintereinander ziehen.

Der tägliche Gang der Gewitterhäufigkeit zeigt in unseren Gegenden ein Maximum zur wärmsten Tageszeit, im übrigen mancherlei Verschiedenheiten, in einigen Landstrichen ein zweites Maximum bald nach Mitternacht. Untersucht man die Häufigkeitszahlen nach Jahreszeiten gesondert, so ergibt sich, daß das zweite, nächtliche Maximum hauptsächlich der kalten Jahreszeit angehört, und daß, wie bereits oben (S. 143) mitgeteilt wurde, die Wintergewitter vorzugsweise nachts auftreten. Der jährliche Gang der Gewitterhäufigkeit hat in Deutschland ein sehr deutliches Maximum im Sommer, welches vielfach in zwei durch ein kleines Minimum getrennte Teile gespalten ist.

Über den Ursprung der Gewitter fehlt es noch an einer alle bisherigen Erfahrungen umfassenden Erklärung. Gesichert scheint zunächst nur die Tatsache, daß die Erde eine negativ elektrische Ladung hat, und daß also die außerhalb des Bodens liegenden Punkte positiv elektrisch im Vergleiche zum Erdboden erscheinen. Um dergleichen zu untersuchen, benutzt man elektrische „Kollektoren", d. h. Vorrichtungen,

die sich stets mit der in ihrer unmittelbaren Umgebung vorhandenen elektrischen Spannung laden. Diese Eigenschaft besitzen Flammen, glimmende Lunten u. dgl., ferner Flüssigkeitsstrahlen an derjenigen Stelle, wo sie sich in Tropfen auflösen; auch Poloniumpräparate hat man als Kollektoren zu benutzen vermocht. Verbindet man einen solchen Apparat mit dem zur Wahrnehmung und Messung der elektrischen Spannung dienenden Elektroskop, so kann durch dessen Angaben die am Orte des Kollektors herrschende und mit seiner Fortbewegung sich ändernde Spannung untersucht werden. Schon Erman (451) zeigte 1803, daß die in solcher Weise gemessene Spannung bei klarem, ruhigem Wetter in der Luft positiv gegen den Boden erscheint, und um so stärker, je höher der Kollektor gehoben wird, während dessen horizontale Bewegung keine Änderung herbeiführt. Dasselbe zeigten namentlich die zahlreichen von F. Exner (452) angestellten Messungen, bei welchen das von ihm konstruierte und überaus zweckmäßige Elektroskop diente. Es enthält an einem teilweise metallischen mit Glasfenstern verschlossenem Gehäuse einen isoliert hineingeführten Metallstab, von welchem innen zwei dünne Aluminiumblättchen herabhängen, während der Stab an seinem oberen (äußeren) Ende einen Metallknopf trägt. Verbindet man den Knopf mit dem Kollektor und das Gehäuse mit der Erde, so ist die Divergenz der Blättchen ein Maß für den Spannungsunterschied zwischen dem Orte des Kollektors und dem Erdboden. Mit Hilfe dieses für den Transport hergerichteten Instrumentes sind von Exner (452, 453) und anderen Beobachtern ausgedehnte Untersuchungen über die Verteilung der luftelektrischen Spannung angestellt. Zur Darstellung der Ergebnisse bedient man sich der „Flächen gleicher Spannung", die auch als luftelektrische Niveauflächen oder Äquipotentialflächen bezeichnet werden, indem man die Punkte gleicher Spannung durch Flächen verbunden denkt. Diese bilden über dem ebenen Erdboden horizontale Ebenen, deren obere bei ruhigem, hellem Wetter stets höhere positive (oder, was dasselbe ist, geringere negative) Spannung enthalten als die unteren. Unebenheiten des Bodens, in welchen natürlich die gleiche Spannung wie im übrigen Erdboden herrscht, bewirken entsprechende Krümmungen der darüber liegenden Niveauflächen, jedoch so, daß die Wirkung der unregelmäßigen Bodenform nur bis zu einer begrenzten Höhe hinaufreicht. Ein Berg z. B. erzeugt zwar eine Auftreibung in den unteren Niveauflächen, aber von einer nach oben hin abnehmenden Stärke, und daraus ergibt sich, daß über dem Gipfel des Berges die Niveauflächen näher aneinander liegen als in gleicher Höhe über dem ebenen Boden. Ebenso liegen umgekehrt über einer Vertiefung die Niveauflächen weniger dicht aneinander als daneben. In Fig. 50 ist nach Exners (453) Messungen die Form der Niveauflächen an einem Hause dargestellt. Dies führt zu dem wichtigen Schlusse, daß Beobachtungen auf Bergen keineswegs geeignet sind, die elektrischen Verhältnisse der höheren Luftschichten zu ergründen.

Zur Bezeichnung und Messung der vertikalen Verteilung der elektrischen Spannung dient ferner der Begriff des Spannungs- oder Potentialgefälles. So bezeichnet man die senkrecht zu den Niveauflächen gemessene Änderung der Spannung, berechnet für die Entfernung eines Meters. Es ist also dies Gefälle unter gewöhnlichen Verhältnissen nach oben hin positiv, und außerdem über einer Erhöhung des Bodens größer, über einer Vertiefung kleiner, als in gleicher Höhe über ebenem Boden. Mit Rücksicht hierauf hat man sich bemüht, Messungen des atmosphärischen Potentialgefälles zu erlangen, deren Verlauf nicht durch unregelmäßige Bodenform beeinflußt werden konnte, und man fand ein geeignetes und verhältnismäßig leicht ausführbares Verfahren, indem man die Messungen vom Korbe des Luftballons aus vornahm. Da die Benutzung von Flammen durch die Gasfüllung des Ballons verboten schien, bediente man sich der Wasserkollektoren, indem man aus zwei isoliert angebrachten Gefäßen Schnüre herabhängen und an diesen Wasser (bei großer Kälte Alkohol) herunterlaufen ließ. Das untere Schnurende, an dem das Wasser sich in Tropfen auflöst, ist diejenige Stelle, deren Spannung sich dem Wasser und dem Gefäß mitteilt, und wenn man den Schnüren verschiedene Länge gab und die Gefäße mit dem Knopfe bzw. mit dem Gehäuse des isoliert aufgestellten Elektroskops verband, zeigte dessen Ausschlag den Spannungsunterschied der beiden Stellen, an welchen die Schnurenden sich befanden. Solche Messungen wurden auf Exners Veranlassung von Lecher (453) und von Tuma (454) ausgeführt, ferner auf Andrés (455) Veranlassung von Le Cadet (456), gelegentlich der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten auf Börnsteins Veranlassung von diesem (457) und von Baschin (458), sowie später noch von vielen anderen Beobachtern.

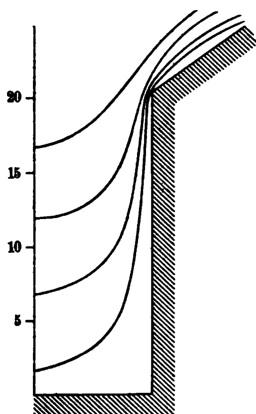


Fig. 50.
Äquipotentialflächen an einem Hause.

Diese am Boden und in der Höhe unternommenen Messungen lehrten, daß unter normalen Verhältnissen, d. h. bei ruhigem, hellem Wetter, das Potentialgefälle nach oben positiv ist, und daß sein Wert nach oben rasch abnimmt. Während das Gefälle am Boden durchschnittlich einige hundert Volt auf je einen Meter beträgt, macht es in etwa 3000 m Höhe höchstens 10 bis 20 Volt aus. Abweichungen hiervon und oftmals recht unregelmäßige Verteilung der Spannung finden sich vor, sobald Wolken oder gar Niederschläge auftreten. Wolken pflegen wie negativ elektrisierte Körper zu wirken, das Vorzeichen der Niederschlagselektrizität ist vielfach wechselnd.

Ist aus den Beobachtungen der normalen sog. „Schönwetter-Elektrizität" eine negativ elektrische Ladung des Erdbodens zu folgern, so genügt

diese Annahme doch nicht zur Erklärung aller Wahrnehmungen. Wäre nur die Ladung des Bodens wirksam, so könnte das Potentialgefälle sich innerhalb der bei den Luftfahrten erreichbaren Höhe nicht merklich ändern, denn die Wirkung der elektrisch geladenen Erdkugel auf einen äußeren Punkt kommt derjenigen gleich, welche die nämliche und im Erdmittelpunkte befindliche Elektrizitätsmenge ausüben würde, und da die Steighöhe des Ballons sehr gering im Vergleiche zum Erdradius ist, der Beobachter also beim Emporsteigen seinen Abstand vom Erdmittelpunkte nur um einen ganz geringen Betrag vergrößert, so kann auch das Potentialgefälle hierbei keine erhebliche Abnahme zeigen. Wäre ferner in der Luft negativ elektrische Ladung vorhanden, so würde der im Ballon aufsteigende Beobachter eine zunehmende Elektrizitätsmenge unter sich haben und müßte das nach oben hin positive Potentialgefälle wachsen sehen. Da nun aber bei normaler Elektrizitätsverteilung in Wirklichkeit das Gefälle nach oben hin abnimmt, so muß in solchem Falle die Luft positive Elektrizität enthalten.

Demgemäß haben Elster und Geitel (459) versucht, die luftelektrischen und Gewittererscheinungen auf das Vorhandensein sog. Ionen in der Luft zurückzuführen. Mit diesem Namen bezeichnet Giese (460) Atome oder Atomgruppen, welche für sich keine geschlossenen Moleküle bilden, einzelne Stickstoff- und Sauerstoffatome, die sich unter Einfluß elektrischer Kräfte bewegen und elektrische Ladungen mit sich führen können. „Ionisierte Luft“ ist demnach solche Luft, deren Moleküle teilweise in positive und negative Ionen zerfallen sind. Auf Grund mannigfacher Erfahrungen ist man geneigt anzunehmen, daß bei der Trennung negativ elektrische Teilchen („Elektronen“) von den mit positiver Ladung zurückbleibenden Restatomen abgespalten werden, und daß sich an beide nachher neutrale Massen anlagern können. Man erkennt die geschehene Ionisierung der Luft an deren vermehrter Leitfähigkeit für Elektrizität. Stellt man nämlich einen elektrisch geladenen Körper mittels isolierender Stützen in Luft auf, so wird seine Ladung allmählich durch Abgabe an die umgebende Luft zerstreut. Die Geschwindigkeit dieser Zerstreuung und mithin die Leitfähigkeit der Luft kann durch Ionisieren stark vermehrt werden. Denn im Gegensatz zu den elektrisch neutralen geschlossenen Molekülen tragen die einzelnen Ionen elektrische Ladung bestimmten Vorzeichens und erleiden entsprechende Einwirkungen durch den geladenen Leiter. Ist dieser z. B. negativ elektrisch, so stößt er die negativ geladenen Ionen ab, zieht die positiven zu sich heran und wird durch diese entladen. Die Geschwindigkeit der Elektrizitätszerstreuung entspricht also dem Grade der Ionisierung und kann zu deren Messung dienen. Man benutzt dabei nach Elster und Geitel (459) ein Elektroskop der eben beschriebenen Art, dessen Gehäuse zur Erde abgeleitet wird, während an Stelle des Knopfes ein zylindrischer, leitender „Zerstreuungskörper“ aufgesetzt ist, und mißt die Zeit, in welcher die umgebende Luft einen bestimmten Bruchteil von der dem Zerstreuungskörper

mitgeteilten Ladung fortgeführt hat. Oder man bestimmt nach Ebert (461) den Ionengehalt der Luft durch den Aspirationsapparat. Dieser enthält einen weiteren, mit dem Elektrometergehäuse und der Erde verbundenen Metallzylinder und darinnen einen zweiten engeren Zylinder, der mit den Blättchen des Elektrometers verbunden wird und eine gewisse (z. B. positive) Anfangsladung erhält. Wird dann die zu untersuchende Luft durch den Zwischenraum der beiden Zylindermäntel gesogen, so gelangen die einen (z. B. positiven) Ionen an den äußeren Zylinder, die anderen (z. B. negativen) werden zum inneren Zylinder gezogen und vermindern seine Ladung um einen meßbaren Betrag, der alsdann den Ionengehalt erkennen läßt.

Zum Herbeiführen der Ionisierung dürften verschiedene Ursachen wirken. In großer Höhe wird wahrscheinlich durch kurzwellige, namentlich ultraviolette Sonnenstrahlen beständige Ionisierung erzeugt. Bis zu den unteren Luftschichten dringen diese Strahlen indessen nicht, sondern hier sind die radioaktiven Bestandteile des Erdbodens wirksam. Durch Elster und Geitel (462), sowie nach ihnen durch zahlreiche andere Forscher wurde nachgewiesen, daß die in Kellern oder Erdhöhlen eingeschlossene Luft in hohem Grade ionisiert ist; das gleiche gilt auch von solcher Luft, welche durch ein in die Erde gestecktes Rohr aus den Poren des Bodens gesaugt wird; und am Wasser zahlreicher Quellen wurde die Eigenschaft bemerkt, daß Luft, die man in kleinen Blasen durch dies Wasser hindurchperlen läßt, dabei ionisiert wird. Man führt diese Beobachtungen auf die als Radioaktivität bezeichnete Eigenschaft von Bodenbestandteilen zurück, bestehend in dem beständigen Aussenden gewisser Arten von Strahlen, die beim Durcheilen der Luft ionisierend wirken. Es bedarf dazu nur des Vorhandenseins sehr geringer Mengen der radioaktiven Substanz, und die bisherigen Untersuchungen machen es wahrscheinlich, daß es Verbindungen des Radiums, des Thoriums und des Aktiniums sind, welche sich im Erdboden in starker Verdünnung weit genug verbreitet vorfinden, um die tatsächlich beobachtete Ionisierung und Leitfähigkeit der Bodenluft zu erzeugen. Durch solche Einwirkung kann auch die Luft selbst radioaktiv werden und zum Hervorrufen vorübergehender („induzierter") Radioaktivität in anderen Körpern dienen. Denn wenn ein Leiter, z. B. ein Metalldraht, an gut isolierenden Stützen befestigt und während etwa zwei bis drei Stunden in radioaktiver Luft auf einer negativ elektrischen Spannung von einigen tausend Volt gehalten wird, so ist er nachher selbst radioaktiv, d. h. er sendet Strahlen aus, welche die Luft leitend machen und photographisch wirksam sind.

Die ionisierende Einwirkung des Bodens ist nicht auf die Berührung mit der Luft beschränkt, sondern es geht vom Boden sowie von den in der Luft enthaltenen Zerfallsprodukten der radioaktiven Bodensubstanzen (Radium, Thorium, Aktinium) eine Strahlung aus, die ebenfalls Ionisierung hervorruft. Man bezeichnet sie als „durchdringende Strahlung"

und kann sie nachweisen, indem man den Zerstreuungskörper eines Elektrometers innerhalb eines mit Luft gefüllten Gehäuses anbringt und dort die Zerstreuung mißt. Dann wird die Zerstreuung merklich geringer (die eingeschlossene Luft scheint schlechter zu leiten), sobald das Gehäuse von einer Hülle umgeben wird, durch welche die durchdringende Strahlung ferngehalten wird. Eine derart wirksame Hülle kann aus einer hinreichend dicken Schicht von Wasser oder Blei usw. bestehen. Kurz (463), der auch die einschlägige Literatur anführt, schließt aus den vorhandenen Beobachtungen, daß die radioaktiven Stoffe der Erdrinde eine durchdringende Strahlung liefern, welche erheblich und in gleichbleibendem Betrage die vorhandene Ionisierung beeinflußt, während die in der Atmosphäre enthaltenen radioaktiven Stoffe eine veränderliche Wirkung ausüben.

Wird ionisierte Luft sich selbst überlassen, so vereinigen sich die Ionen allmählich wieder, und die größere Leitfähigkeit verschwindet.

Der jährliche und tägliche Gang der luftelektrischen Erscheinungen sowie ihre Beziehungen zu den meteorologischen Elementen sind nicht sehr deutlich ausgeprägt und außerdem erst auf einem recht kleinen Teil der Erdoberfläche untersucht. Dabei zeigt sich eine derartige zeitliche und räumliche Verteilung, daß Potentialgefälle und Ionisierung meistens die entgegengesetzte Anordnung aufweisen: wo das eine wächst, nimmt das andere ab. Das ist ja auch von vornherein zu erwarten, denn mit der Ionisierung der Luft wächst ihre Leitfähigkeit und wirkt also ausgleichend auf diejenige Ungleichmäßigkeit der Elektrizitätsverteilung, deren Ausdruck das Potentialgefälle ist. Aber andererseits läßt eine Messung der Ionisierung uns nur den Zustand der am Orte der Messung vorhandenen Luft erkennen, während das Gefälle durch Fernwirkung der umgebenden Elektrizitätsmengen zustande kommt. Auf dieser Verschiedenheit beruhen die tatsächlich vorkommenden Abweichungen vom entgegengesetzten Gang beider Größen. Das Potentialgefälle zeigt ein Jahresmaximum im Winter, Minimum im Sommer. Im Tageslauf pflegt es während des Winters ein Maximum am Tage, ein Minimum in der Nacht zu haben; an Sommertagen dagegen treten zwei Maxima, vormittags und abends auf, ein Minimum dazwischen, das zweite nachts. Jedoch kommen auch viele Abweichungen hiervon vor.

Eine Beziehung der relativen Luftfeuchtigkeit zum Gang des Potentialgefälles ist nicht erkennbar; mit der absoluten Feuchtigkeit sowie mit der Windstärke scheint das Gefälle durch entgegengesetzte Änderungen verknüpft zu sein. Von deutlichem Einfluß sind Trübungen der unteren Luftschichten durch Nebel, Staub oder Dunst, unter welchen das Gefälle hohe, die Leitfähigkeit geringe Werte anzunehmen pflegt. Vielleicht wirkt eine solche Dunstschicht hindernd auf die Wanderung der positiven Ionen, die von oben her durch Anziehung der negativen Erd-

ladung herabkommen und, durch „Adsorption" in den Dunstmassen festgehalten, eine positiv geladene Schicht bilden. Vorgänge dieser Art schildert z. B. Linke (464) auf Grund von Ballonbeobachtungen. Mit dem Luftdruck zeigt, wie Lüdeling (465) aus Potsdamer Beobachtungen entnahm, das Potentialgefälle einen deutlichen Zusammenhang in der Art, daß während des Sommers die Kurve der Änderungen des Luftdruckes ganz ähnlich wie diejenige des Potentialgefälles schwankt, jedoch mit einer Verspätung der letzteren um ein bis zwei Stunden. Nimmt man an, daß bei sinkendem Druck ionisierte Bodenluft emporsteigt und durch vermehrte Leitfähigkeit das Potentialgefälle verringert, so ist zu verstehen, daß im Winter bei gefrorenem Boden oder bei einer Schneedecke solche Bewegung gehindert ist und jene Beziehung zum Luftdruck nicht auftritt. Ebenso ist zu deuten, daß in zyklonalen (Tiefdruck-) Gebieten mehrfach das Potentialgefälle klein und die Leitfähigkeit groß, in Antizyklonen (Gegenden hohen Druckes) dagegen das Gefälle groß und die Ionisierung klein gefunden wurde. Namentlich zeigte sich bei niedrigem Luftdruck hohe Radioaktivität der Luft.

Um alle diese Einzelheiten zu einem anschaulichen Gesamtbilde zu vereinigen, müßte man danach streben, in dem tatsächlich vorhandenen Zustande das Gleichgewicht zu erkennen und also den Nachweis zu liefern, daß die gesamten Bewegungen der atmosphärischen Elektrizität keine Änderung des mittleren Zustandes herbeiführen können. Aus der Tatsache des positiven Potentialgefälles ergibt sich mit Notwendigkeit das Vorhandensein einer Strömung, welche die positive Elektrizität von oben gegen den Erdboden führt, und deren Stärke aus den Beträgen des Gefälles und der Leitfähigkeit leicht berechnet werden kann, wie es z. B. Gerdien (466) auf Grund von Ballonmessungen und Simpson (467) versucht hat. Also muß es auch eine umgekehrte Strömung geben, welche die gleiche positive Elektrizitätsmenge wieder aus dem Boden in die Luft befördert. Um diese Gegenströmung nachzuweisen oder, was dasselbe sagt, die stete Erneuerung der negativen Erdladung zu erklären, nehmen wir noch von einigen weiteren Beobachtungsergebnissen Kenntnis. Durch Schuster (468), J. J. Thomson (469), Zeleny (470) u. a. wurde gezeigt, daß unter Einwirkung derselben elektrischen Kräfte die Geschwindigkeit eines negativen Ions wesentlich größer ist, als die eines positiven. Treffen bewegte Ionen auf einen isolierten Leiter, so geben sie zwar im allgemeinen ihre Ladung nicht ab, wohl aber geschieht dies, wenn die ionisierte Luft aus einem Gebiete mit höherer Ionenkonzentration in ein solches mit niederer Ionenkonzentration durch enge Röhren überströmt, wie die Versuche von Villari (471), Townsend (472), Simpson (473) zeigen. Dabei wird, wenn die hindurchgehende Luft gleichviel positive und negative Ionen hat, vorwiegend negative Elektrizität an die Röhrenwände abgegeben. Dies trifft, wie Ebert (474) hervorhebt, zu, wenn bei sinkendem Luftdruck aus den Poren des Bodens Luftmassen,

die dort ionisiert wurden, emporsteigen, und so kann vielleicht angenommen werden, daß ein Teil der negativen Erdladung auf diese Weise zustande komme.

Ob und welche sonstigen Vorgänge noch zur Erhaltung der negativen Erdladung mitwirken, muß künftigen Untersuchungen zu erforschen überlassen werden.

Von den in neuerer Zeit aufgestellten Theorien der Gewitterbildung seien einige hier kurz erwähnt. Sohncke (475) nahm an, daß die Reibung der die tieferen Wolken bildenden Wassertropfen mit den Eisteilchen der höheren Wolken die wesentliche Quelle der Gewitterelektrizität sei. Exner (476) schrieb dem vom Boden aufsteigenden Wasserdampf die Eigenschaft zu, negative Elektrizität mit sich in die Atmosphäre hinaufzuführen. Arrhenius (477) vermutete, daß durch die im Sonnenlicht enthaltene ultraviolette Strahlung die Luft leitend gemacht würde, und daß alsdann negative Elektrizität aus dem Boden zu den Wolken gelangen könne. Gegen diese Hypothesen sind aber erhebliche Bedenken aus dem seither gewonnenen und oben angeführten Erfahrungsmaterial hergeleitet worden. Die beobachteten Erscheinungen der Niederschlagselektrizität können vielleicht durch eine von Elster und Geitel (478) herrührende Darstellung erklärt werden, welche an den Vorgang der Regenbildung anknüpft. Wenn die in der regnenden Wolke zuerst gebildeten kleinen Tropfen teilweise zu größeren zusammenfließen, haben diese eine höhere Fallgeschwindigkeit und werden daher vielfach im Herabsinken kleinere Tropfen einholen und treffen. Hierbei fließen beide keineswegs immer zusammen, sondern können aneinander entlang gleiten und sich dann wieder trennen. Zur Darstellung solcher Möglichkeit genügt es, einen mit Wassertröpfchen erfüllten Luftstrom schräg gegen eine Wasserfläche zu blasen; dann werden die Tropfen nicht vom Wasser festgehalten, sondern der abprallende Luftstrom enthält auch noch massenhafte Tröpfchen. Die im elektrischen Felde des negativ geladenen Erdbodens befindlichen Tropfen sind durch Influenz oben negativ, unten positiv elektrisch. Trifft ein großer Tropfen im Herabfallen einen kleinen, so gleitet dieser an der Unterseite des (rascher fallenden) größeren lange genug, um von dessen überwiegender Ladung selbst und zwar positiv geladen zu werden, und bleibt mit dieser Ladung zurück, während der größere mit einem Überschuß an negativer Elektrizität rascher herabsinkt. So können Anhäufungen elektrisch geladener Tropfen entstehen und durch Wind mannigfache Ortsveränderungen erlangen.

Eine andere Hypothese, welche ebenfalls der Regenbildung den Ursprung des Gewitters zuschreibt, rührt von Simpson (479) her und knüpft an die experimentell begründete Erscheinung an, daß Tropfen, die groß genug sind, um rasch zu fallen, und die daher durch die Luftreibung zerspringen, hierbei positive Ladung annehmen, so daß die herabfallenden Einzeltropfen dann positiv geladen sind, während in der

Luft ein Überschuß negativer Ionen vorhanden ist und sich an die langsamer fallenden kleinen Tröpfchen anlagert.

Hiernach sollen nun die großen, aufrechten Luftwirbel beschrieben werden, welche die barometrischen Minima und Maxima bilden. Man bezeichnet als barometrisches Minimum, Depression, Zyklone oder Tief eine Gegend, in welcher der Luftdruck kleiner ist als ringsum. Eine solche Druckverteilung kann entstehen durch gleichzeitige oder gesonderte Einwirkung mehrerer Ursachen. Dahin gehören: örtliche Erwärmung, Kondensation, wobei außer der Einwirkung der frei werdenden latenten Wärme der Luftdruck auch um den Dampfdruck des herausfallenden Niederschlages verringert wird, und Bewegung der Luft, weil eine bewegte Luft- (oder Wasser-) Masse geringeren Druck nach allen Seiten ausübt als eine ruhende, und weil also eine mit wechselnder Geschwindigkeit bewegte Luftströmung in und neben ihrer Bahn wechselnde Werte des Luftdruckes erzeugen muß. Wenn nun an irgend einer Stelle der Druck sinkt und unten Luft von allen Seiten herbeiströmt, nimmt in der Höhe über derselben Stelle der Druck größere Werte an, als ringsherum, und bewirkt oben ein Abfließen der Luft nach allen Seiten. Um dies zu verstehen, denken wir uns ein durch eine aufrechte Zwischenwand in zwei Hälften geteiltes Gefäß, dessen einer Teil Wasser, der andere Öl enthält. Die Flüssigkeiten sollen gleich hoch stehen, und darum ist am Boden des Wassers der Druck größer als am Boden des Öles, in der Oberfläche beider Flüssigkeiten gleich groß. Wird nun die Scheidewand plötzlich entfernt, so strömt unten das Wasser nach der Seite des Öles herüber, während oben das Öl sich über die tiefer sinkende Oberfläche des Wassers verbreitet. Und diese Bewegung, welche unten vom Wasser zum Öl und oben umgekehrt gerichtet ist, dauert so lange, bis keinerlei Druckunterschied in irgend einer Höhe mehr vorhanden ist, d. h. bis das Wasser den unteren Teil des Kastens ausfüllt und das Öl darüber steht. Dann ist am Boden der vorher von Öl eingenommenen Seite der Druck gewachsen, auf der anderen Seite ist er gesunken. Stellt man sich vor, daß inmitten eines mit Wasser gefüllten Kastens ein zylindrisches Gefäß mit Öl steht, und daß dieser Zylindermantel plötzlich entfernt wird, so fließt unten von allen Seiten das Wasser herbei, während das Öl emporsteigt und sich oben ausbreitet. Solche Bewegung findet bei einem barometrischen Minimum statt.

Und stellt man sich umgekehrt inmitten eines mit Öl gefüllten Kastens einen Zylinder vor, der Wasser enthält und dessen Wand plötzlich fortgenommen wird, so folgt, daß unten aus dem Zylinder heraus, nämlich vom hohen Drucke zum niederen, oben dagegen von allen Seiten heran die Flüssigkeit strömt, bis wiederum das Wasser unter dem Öl den Boden des ganzen Gefäßes bedeckt. Dieser letztgenannte Vorgang veranschaulicht die Bewegung in der Nähe des barometrischen Maximum, auch Antizyklone oder Hoch genannt, d. h. einer Gegend, deren Luftdruck

höher ist als ringsherum. Solche Druckverteilung kann zustande kommen durch Abkühlung, durch Schmelzen von Hagel oder Schnee mit Wärmebindung und durch Bewegungsvorgänge. Wie aus dem Vorstehenden ersichtlich, enthält also das barometrische Minimum einen aufsteigenden Strom und Winde, welche am Boden Luft von allen Seiten herbeiführen, während oben die Luft aus der Mitte heraus abfließt; das Maximum dagegen hat einen absteigenden Strom und dazu Winde, die unten von der Mitte hinweg-, oben nach der Mitte hinführen. Mit Rücksicht auf die Ablenkung der Windbahnen durch Erddrehung (S. 139) ergibt sich hieraus ein Windsystem mit folgenden Einzelheiten. Auf der nördlichen Erdhälfte, wo die Ablenkung nach der rechten Seite hin stattfindet, würde ohne Einfluß der Erddrehung am Boden der Wind von allen Seiten geradlinig und radial zum Minimum hinströmen. Die Ablenkung nach rechts erzeugt Windbahnen, welche spiralförmig nach innen

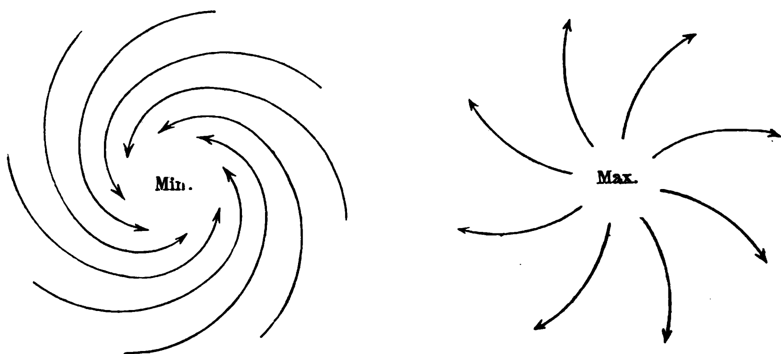


Fig. 51. Barometrisches Minimum und Maximum der nördlichen Erdhälfte. (Unterwind.)

führen und derartig gekrümmt sind, daß der Wind dem in der Mitte befindlichen niederen Druck seine linke Seite zuwendet und also eine dem Uhrzeiger entgegengesetzte Drehung um die Mitte ausführt. Diese Drehungsrichtung bezeichnet man als zyklonal, und das barometrische Minimum wird auch Zyklone genannt. Umgekehrt würde aus dem Maximum ohne Erddrehung der Wind am Boden nach allen Seiten herausströmen und fließt in Wirklichkeit vermöge der Rechtsablenkung spiralig um das Maximum herum, wobei die Windbahnen ihre rechte Seite dem innen befindlichen hohen Druck zuwenden und ihn im Sinne des Uhrzeigers umkreisen. Man nennt diese Drehungsrichtung antizyklonal und bezeichnet das barometrische Maximum auch als Antizyklone. Auf der südlichen Erdhälfte wirkt die Erddrehung nach links ablenkend, darum ist dort der Drehungssinn umgekehrt und der Wind weht um das barometrische Minimum im Uhrzeigersinne, um das Maximum umgekehrt. In Fig. 51 und 52 sind diese Windbahnen dargestellt, und zugleich ist die verschiedene Windstärke in der Nähe des Minimum und

des Maximum durch die größere und geringere Zahl der gezeichneten Windbahnen angedeutet. Dieser Unterschied ist auf Zentrifugalkraft zurückzuführen und kann folgendermaßen begründet werden. Wie bei jeder krummlinigen Bewegung entsteht auch bei der Luftströmung auf gekrümmten Windbahnen das durch Trägheit des bewegten Körpers erzeugte Bestreben, die Bewegung geradlinig fortzusetzen. In jedem einzelnen Punkte der Bahn ist dies Streben, die Zentrifugalkraft, vorhanden und nach der äußeren (konvexen) Seite gerichtet, und indem nun zu der ablenkenden Kraft der Erddrehung die Zentrifugalkraft hinzutritt, wirken beide im unteren Windsystem des barometrischen Minimum gleichsinnig, in demjenigen des Maximum entgegengesetzt. Bei dem Minimum wird die Luft aus der geradlinig nach innen führenden Bahn durch die Erddrehung nach rechts (bzw. links auf der südlichen Erdhälfte) auf einen längeren Weg gedrängt und durch die Zentrifugalkraft noch weiter von

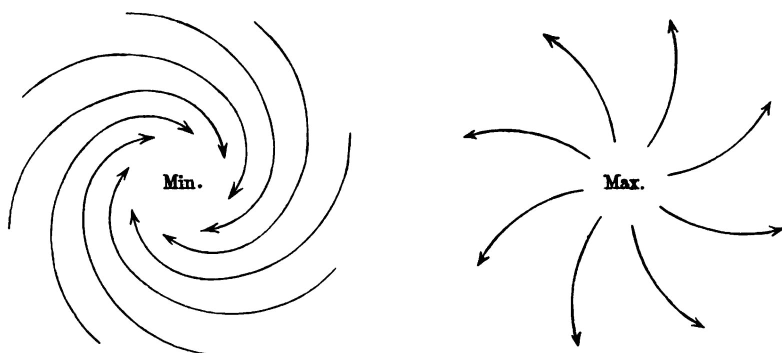


Fig. 52. Barometrisches Minimum und Maximum der südlichen Erdhälfte. (Unterwind.)

der geraden Straße fort und zur spiraligen Krümmung hingeführt. Dadurch wird der Weg, auf welchem die Luft zur Ausgleichung des gestörten Gleichgewichtes und des Druckunterschiedes strömt, verlängert und demgemäß die Geschwindigkeit vermehrt, der Wind verstärkt. In der Nähe des Maximum wirkt die Zentrifugalkraft gleichfalls nach der konvexen Seite der Windbahnen, und also unten im entgegengesetzten Sinne, wie die Erddrehung, nämlich auf der nördlichen Erdhälfte nach links und auf der südlichen nach rechts. Demnach wird hierbei die von der Erddrehung erzeugte Ablenkung durch das Hinzutreten der Zentrifugalkraft verringert, die Bahnen, auf denen die Ausgleichung des Druckunterschiedes beim Maximum stattfindet, werden verkürzt, und der Wind tritt mit entsprechend geringerer Stärke auf. Diese Verschiedenheit der Windstärke beim Tief und beim Hoch folgt auch aus einer von v. Bezold (480) angestellten Betrachtung über den Einfluß der Luftdichte. Sieht man, wie es S. 137 erörtert wurde, den Wind als eine zum Ausgleich der vorhandenen Luftdruckdifferenzen führende Bewegung

an, so entspricht der gleichen Verteilung des Luftdruckes eine um so größere Windgeschwindigkeit, je geringer die Dichte der Luft ist. Die von der Verschiedenheit des Luftdruckes erzeugte Beschleunigung ist der Luftdichte umgekehrt proportional und wächst also bei gleichbleibendem Gradienten mit zunehmender Temperatur und mit abnehmender Dichte. Im Tief ist entsprechend dem geringeren Druck die Dichte kleiner und also der Wind stärker als im Hoch. In der Tat gehört erfahrungsmäßig zu den Eigenschaften des barometrischen Minimum stärkerer, zu denjenigen des Maximum schwächerer Wind. Insbesondere liegt dem Auftreten von Stürmen stets die Nähe einer Depression zugrunde.

Die Richtung der oberen Winde führt aus dem Minimum heraus und in das Maximum hinein. Eine schematische Darstellung der untersten und der obersten Winde gibt für die nördliche Erdhälfte Fig. 53.

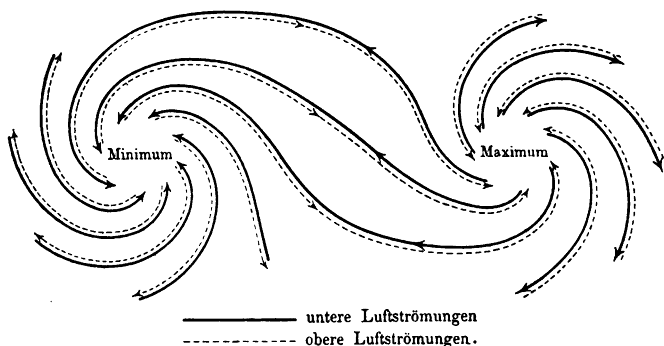


Fig. 53. Unterste und oberste Luftströmungen im barometrischen Maximum und Minimum der nördlichen Erdhälfte.

Daß die Wirklichkeit indessen von diesem schematischen Bilde oft genug abweicht, lehrt z. B. die eingehende Untersuchung, durch welche Shaw und Lempfert (481) die Bahnen der vom Boden strömenden Luftmassen in zahlreichen Einzelfällen und für verschiedene Wetterlagen herleiteten. Folgende Arten von Windbahnen wurden dabei wahrgenommen:

1. Letztes Stück einer Bahn, meist im Kern einer Depression oder in deren Troglinie (s. d.), zuweilen aber auch anderwärts endend. Die Bewegung geschieht mit abnehmendem Druck und wachsender Geschwindigkeit bei zunehmender Bewölkung und beginnendem Regen gegen Norden hin und endet in einem aufsteigenden Strom. Mit dem abnehmenden Druck sinkt auch die Temperatur, und zwar mehr als adiabatisch (bei Aufsteigen im Trockenstadium, S. 74), nämlich etwa um 1° Fahrenheit auf $^1/_{10}$ Zoll (0,56° C auf 2,54 mm) Druckänderung. Vielleicht ist diese starke Abkühlung teilweise dem Regen oder dem in nördlicherer Gegend kälteren Boden zuzuschreiben.

2. Beginn einer Bahn in stiller oder schwach windiger Gegend, inmitten oder außerhalb einer Depression; im Fortschreiten wachsen Druck und Temperatur, der Regen nimmt ab und der Himmel klärt sich auf. Die Bewegung der Luft nach dem höheren Druck hin ist so oft beobachtet worden, daß Irrtum ausgeschlossen scheint. Die Windstärke nimmt oftmals zu, vielleicht unter Mitwirkung von aus der Höhe herabgestiegenen Luftmassen.

3. Bahnen a) mit enger oder b) mit weiter Schleife, aus den beiden vorigen Arten zusammengesetzt. Die Windstärke wächst zuerst bei abnehmendem Druck, sinkt dann beim Erreichen des Druckminimum, um nachher wieder zu wachsen. Die Temperatur sinkt und steigt mit dem Druck.

4. Spiralförmige Bahnen, zu einer fortschreitenden Depression gehörig, keine Schleife bildend; Druck und Windstärke wie bei 3. Die Strömung kommt kalt aus Nord oder Ost, umfließt das Minimum und verschiebt den wärmeren Südstrom, so daß unregelmäßige Temperaturverteilung entsteht. Mitunter folgt dem Sinken und Steigen des Druckes ein nochmaliges Sinken mit Wolken und Niederschlag.

5. Mittlere Bahnteile a) vor, b) hinter, c) in der Troglinie einer fortschreitenden Depression. a) und b) zeigen in Druck, Temperatur und Geschwindigkeit ganz ähnliche Einzelheiten wie 1. und 2. Dagegen ist c) ein besonderer und häufiger Fall, mit geringen und unregelmäßigen Druckänderungen, starkem Winde, der, ebenso wie die Temperatur, unregelmäßige Änderungen zeigt, und veränderlichem, meist wolkigem Wetter, doch ohne Regen.

Bewölkung und Niederschlag zeigen gleichfalls charakteristisches Verhalten beim Minimum und Maximum. Was zunächst die Depressionen betrifft, so bringt der aufsteigende Strom die Luft unter geringeren Druck, erwirkt also dynamische Abkühlung, wachsende relative Feuchtigkeit, und führt zur Wolkenbildung. Da die barometrischen Minima in fortschreitender Bewegung, und zwar von West nach Ost, zu sein pflegen, und da der obere Teil des Minimum meist vorauseilt, so daß die Wirbelachse eine in der Fortschreitungsrichtung geneigte Stellung hat, so erscheint dem Beobachter zunächst der höhere Teil des heranziehenden Depressionsgewölkes in Gestalt von streifen- oder schleierförmigen Cirruswolken. Sie bewegen sich aus dem Depressionszentrum heraus, entsprechend der in der Höhe herrschenden Druckverteilung, und erscheinen als Vorboten der herannahenden Depression rechts und vorwärts von deren Weg. Kommt diese näher, so tritt in vielen Fällen vorübergehendes Aufklaren ein, dann überzieht eine tieferliegende und dichtere Wolkenschicht den Himmel, unter dieser Hülle erscheinen dunkle Regenwolken, und es fallen ausgedehnte und dauernde Niederschläge, bis der Depressionskern vorübergezogen ist. Hierauf folgt unter Auffrischen des beim Druckminimum schwach gewordenen Windes wechselnde Bewölkung mit einzelnen Regen-, Schnee- oder Hagelschauern,

und bei steigendem Luftdruck und Aufklaren zieht das Minimum ab. Wenn ein tiefes Minimum starke Winde hervorruft, so beobachtet man zuweilen inmitten der Wolkendecke eine Lücke, durch welche der blaue Himmel sichtbar wird. Diese als „Auge des Sturmes“ bezeichnete Erscheinung ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die im Minimum herrschende starke Wirbelbewegung eine entsprechend große Zentrifugalkraft erzeugt und demgemäß im Depressionskern eine Druckverminderung, welche von obenher Luft ansaugt. Wenn auf diese Art in der Wirbelachse ein schmaler, absteigender Strom entsteht, bewirkt er durch dynamische Erwärmung das örtliche Verdampfen der Wolkenmasse und die erwähnte Wolkenlücke.

Im Gegensatz zur Depression erzeugt das barometrische Maximum klaren Himmel, denn der absteigende Strom führt die Verdampfung der etwa hineingeratenen Wasser- oder Eisteilchen herbei und schließt demnach das Auftreten von Niederschlag im Gebiete der Antizyklone völlig aus. Die Luft ist klar und relativ trocken, wie es der absteigenden Bewegung entspricht.

Auf die Temperatur wirken die barometrischen Minima und Maxima in zweifacher Weise, durch die Wärmeverhältnisse der vom Winde herbeigeführten Luftmassen und durch Beeinflussung der Strahlung. Der erstere Umstand kommt namentlich bei Depressionen infolge ihrer stärkeren Luftbewegung zum Ausdruck und kann für die unteren Luftschichten unserer Gegenden dahin ausgesprochen werden, daß auf der (meist vorangehenden) Ostseite der Minima die Winde aus südlicheren Gegenden kommen und steigende Temperatur bewirken, während in dem (meist die Rückseite bildenden) westlichen Teil die aus nördlicheren Gegenden kommenden Winde zur Abkühlung führen. Die entsprechenden Vorgänge in der Umgebung der Maxima sind leicht herzuleiten, kommen aber wenig in Betracht, weil es sich dort immer nur um schwache Winde handelt. Andererseits wird ein sehr wesentlicher Einfluß der Druckverteilung auf die Temperatur durch Strahlung erzeugt. Wie oben (S. 18) erörtert, ist die Bodentemperatur und die von ihr abhängige Lufttemperatur das Ergebnis der zweifachen Strahlung, welche von der Sonne her dem Boden Wärme zuführt und vom Boden aus Wärme in den Weltenraum hinein zerstreut. Wenn die Wärmezufuhr der ersteren Strahlung überwiegt, wie am Tage und im Sommer, dann steigt die Temperatur; ist dagegen, wie bei Nacht und im Winter, die Ausstrahlung größer, so wird es kälter. Diese Vorgänge treten um so wirkungsvoller auf, je freier die gesamte Strahlung geschehen kann, und werden andererseits um so weniger merkbar sein, je mehr die Strahlung durch Wolken gehindert ist. Der klare Himmel des barometrischen Maximum bringt also im Sommer Wärme, im Winter Kälte mit sich und vergrößert außerdem in jeder Jahreszeit die Tagesschwankung der Temperatur. Die zum Minimum gehörende Wolkendecke dagegen verringert die Strahlung, verringert auch die Größe der Tagesschwankung und bringt

im Sommer kühles, im Winter warmes Wetter. Während der dazwischen liegenden Jahreszeiten Frühling und Herbst überwiegt durchschnittlich keine der beiden Strahlungen, im Einzelfall aber kommt dann in Betracht, ob die gerade herrschende Temperatur über oder unter dem langjährigen Mittel der Jahreszeit liegt. Denn je mehr Wärme der Boden hat, um so mehr kann er abgeben und um so stärker ist seine Ausstrahlung. Darum werden bei einer über dem Mittel liegenden Temperatur die Strahlungsverhältnisse denjenigen des Winters gleichen, bei Temperaturen unter dem Mittel denen des Sommers. Und hieraus ergibt sich die Regel: Im Frühling und Herbst bringt, wenn die Temperatur über dem Durchschnittswert der Jahreszeit liegt, das Minimum Erwärmung, das Maximum Abkühlung, dagegen bei unter dem Durchschnitt liegender Temperatur das Minimum Abkühlung, das Maximum Erwärmung.

Indessen liefert auch hier wie bei der Verteilung der Windbahnen die Erfahrung ein von den schematischen Voraussetzungen teilweise abweichendes und viel mannigfaltigeres Bild. In der schon (S. 43) erwähnten Arbeit von Wagner (115) sind die mittleren Temperaturverhältnisse der Tief- und Hochdruckgebiete dargestellt, und zwar wurden jedesmal die beobachteten Temperaturen mit den nach Jahreszeit und Höhe normalen Werten bis zur Höhe von 16 km verglichen. Eine in 9 km Höhe liegende Grenze erschien deutlich genug ausgeprägt, um eine gesonderte Berechnung der darunter und darüber liegenden Temperaturen zu rechtfertigen. Ferner wurde die Berechnung gesondert ausgeführt für die Mitte der Druckzentra (Hochs oder Tiefs), die um diese Mitte liegenden Quadranten und die außen benachbarten Übergangsgebiete. Dabei ergaben sich die folgenden, auf Mitteleuropa bezüglichen Zahlen:

Tiefdruckgebiet.

Mittlere Abweichung der Temperatur von den nach Jahreszeit und Höhe normalen Werten.

	Erde bis 9 km			9 bis 16 km		
	Sommer	Winter	Jahr	Sommer	Winter	Jahr
Zentrum	— 9,3	—	— 9,3	+ 2,0	—	+ 2,0
Ostquadrant	— 2,1	+ 4,7	+ 2,1	— 0,1	+ 0,9	+ 0,1
Südquadrant	— 5,0	— 2,9	— 4,5	+ 5,1	+ 4,1	+ 4,1
Westquadrant	— 6,1	— 5,0	— 5,3	+ 8,3	+ 7,6	+ 7,7
Nordquadrant	—	— 4,1	— 4,1	—	+ 1,2	+ 1,2
Ostübergangsgebiet	+ 3,2	+ 3,0	+ 3,1	— 3,2	— 0,7	— 1,5
Südübergangsgebiet	— 0,4	+ 3,1	+ 2,0	— 0,6	— 0,8	— 0,7
Westübergangsgebiet	— 1,3	+ 2,9	— 0,9	— 0,5	— 1,8	— 1,2
Nordübergangsgebiet	— 6,5	— 2,0	— 3,1	+ 8,1	+ 0,7	+ 2,4

Hochdruckgebiet.

Mittlere Abweichung der Temperatur von den nach Jahreszeit und Höhe normalen Werten.

	Erde bis 9 km			9 bis 16 km		
	Sommer	Winter	Jahr	Sommer	Winter	Jahr
Zentrum	+ 2,8	+ 4,7	+ 3,7	— 2,0	— 3,5	— 2,7
Ostquadrant	— 1,9	+ 1,8	+ 0,2	+ 1,2	— 2,7	— 0,7
Südquadrant	+ 2,3	+ 0,3	+ 1,3	— 2,7	+ 5,4	+ 1,1
Westquadrant	+ 3,3	+ 2,5	+ 2,8	— 7,3	— 2,3	— 5,1
Nordquadrant	+ 2,3	+ 4,0	+ 3,5	— 4,6	— 1,4	— 2,6
Ostübergangsgebiet	— 1,3	+ 2,9	— 0,9	— 0,5	— 1,8	— 1,2
Südübergangsgebiet	— 6,5	— 2,0	— 3,1	+ 8,1	+ 0,7	+ 2,4
Westübergangsgebiet	+ 3,2	+ 3,0	+ 3,1	— 3,2	— 0,7	— 1,5
Nordübergangsgebiet	— 0,4	+ 3,1	+ 2,0	— 0,6	— 0,8	— 0,7

Die Tiefdruckgebiete sind unten an der Vorderseite (SE) mäßig warm, im übrigen (namentlich NW) kalt; darüber ist es umgekehrt. Die Temperaturabnahme mit der Höhe ist, abgesehen von der Vorderseite, bis zu 7 km verhältnismäßig rasch, darüber weit unter dem Mittel.

Die Hochdruckgebiete sind in ihren unteren und mittleren Schichten auf der Ost- und Südseite mäßig kalt, sonst warm, oberhalb 10 km umgekehrt. Die Temperaturabnahme bis zu 6 km relativ langsam, darüber rascher als im Tief.

Im allgemeinen Durchschnitt sind bis 10 km hinauf die Hochs wärmer, namentlich in 6 km Höhe, wo der Unterschied 7,1° beträgt; darüber sind die Tiefs wärmer; besonders groß ist dieser Unterschied mit 7,8° in 13 km Höhe.

Indessen scheint für rasch verlaufende Tief- und Hochdruckgebiete eine solche Verschiedenheit nicht zu bestehen, sondern vielmehr das Gegenteil stattzufinden. Mit ähnlichem Ergebnis untersuchte Hanzlík (482) eine große Zahl von Hochdruckgebieten zwecks Aufklärung der Tatsache, daß zahlreiche Forscher in Europa die Hochs bis zu 9 km Höhe wärmer als die Tiefs fanden, während in Amerika die Tiefs wärmer erschienen. Es fand sich, daß wahrscheinlich das neu entstandene Hochdruckgebiet kalt und ziemlich flach ist und rasch fortschreitet, während es bei längerem Bestehen wärmer wird und zugleich langsamer fortschreitet oder ganz stehen bleibt. Die amerikanischen Hochs haben meist die Eigenschaften der kalten europäischen, sie sind rasch und flach, während in Europa die Hochs entweder schon warm vom Ozean ankommen oder sich aus kalten Antizyklonen bilden.

Eine vielleicht für die Wettervorhersagung Vorteil versprechende Beziehung zwischen der Temperatur oberer Luftschichten und der Druck-

verteilung am Boden entnahm Trabert (483) aus sechsjährigen Drachen- und Ballonbeobachtungen des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg. Er fand, daß eine im Vergleich zur Umgebung kalte Luftsäule an den Vortagen von relativ niederem, an den folgenden Tagen von relativ hohem Druck begleitet ist, eine warme Luftsäule umgekehrt. Oder auch: unter kalten Luftsäulen steigt der Druck, unter warmen fällt er (nach dem Vorüberziehen folgt dann wieder die entgegengesetzte Änderung).

Inbetreff der relativen Feuchtigkeit in den Hoch- und Tiefdruckgebieten sei auf eine Arbeit von W. Peppler (484) verwiesen, deren Ergebnisse Fig. 54 zeigt: im Winter sind Zyklonen wie Antizyklonen

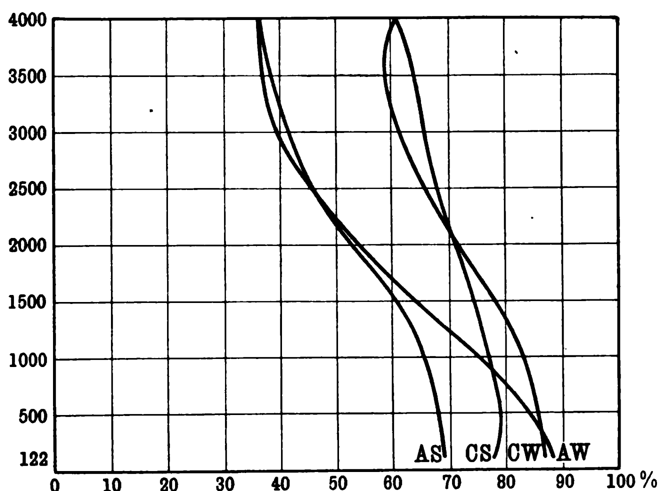


Fig. 54.

Vertikaler Gang der relativen Feuchtigkeit in Zyklonen und Antizyklonen.

AS = Antizyklone — Sommer, *AW* = Antizyklone — Winter.
CS = Zyklone — Sommer. *CW* = Zyklone — Winter.

bis etwa 2000 m relativ feuchter wie im Sommer; darüber etwas trockener.

Indem wir uns nun einer ausführlicheren Schilderung der Minima zuwenden, ist vor allem über deren Ortsveränderung zu berichten, weil diese von ganz besonderer Wichtigkeit für den Verlauf der Witterungserscheinungen und also auch für deren Voraussagung ist. Die Richtung, nach welcher die Minima fortschreiten, ist vorzugsweise die östliche. Nur in den Tropen pflegen sie sich umgekehrt gegen Westen zu bewegen. Dabei ergibt sich für die Verteilung der Witterungselemente an der Vorder-(Ost-)Seite und an der Rück-(West-)Seite folgendes, von Mohn (485) aufgestellte Schema:

Vorderseite.	Rückseite.
Wind von östlich bis südöstlich, südlich, südwestlich bis westlich; alle diese Winde kommen aus südlicheren Gegenden.	Wind von westlich bis nordwestlich, nördlich, nordöstlich bis östlich, alle diese Winde kommen aus nördlicheren Gegenden.
Temperatur steigend.	Temperatur fallend.
Dampfmenge zunehmend.	Dampfmenge abnehmend.
Bewölkung zunehmend und dicht.	Bewölkung abnehmend.
Niederschlag zunehmend und stark.	Niederschlag in Schauern und abnehmend.
Barometer fallend.	Barometer steigend.

Hieraus wie auch aus Fig. 51 und 52 (S. 188 und 189) ergibt sich die allmähliche Änderung der Windrichtung beim Vorüberziehen einer Depression. Wenn diese sich, wie gewöhnlich, gegen Osten bewegt, so beginnt ihr Vorübergang mit südlichen und endet mit nördlichen Winden; die inzwischen erfolgende Drehung der Windfahne geschieht in verschiedenem Sinne, je nachdem der Beobachter sich auf der rechten oder linken Seite des vom Depressionszentrum beschriebenen Weges befindet. Zieht das Tief nördlich vom Beobachter vorüber und befindet dieser sich also auf der rechten Seite, so beginnt der Wind mit Süd oder Südwest und geht über West nach Nordwest oder Nord herum; die Windfahne dreht sich alsdann im Sinne des Uhrzeigers, und man bezeichnet diese Richtungsfolge als Rechtsdrehen oder Ausschießen des Windes. Wenn dagegen das Tief südlich vom Beobachter vorbeizieht, so geht der Wind von Süd oder Südost über Ost nach Nordost oder Nord herum, und die Windfahne dreht sich gegen den Uhrzeiger; dies nennt man Zurückdrehen oder Krimpen des Windes. Nord- und namentlich Mitteleuropa liegt auf der rechten Seite der allermeisten Depressionsbahnen, welche für uns in Betracht kommen. Darum ist in unseren Gegenden das Rechtsdrehen des Windes viel häufiger als das Gegenteil, und der Westwind tritt besonders häufig auf. Vielleicht ist es diesem Umstande zuzuschreiben, daß so viele großen Städte nach Westen hin wachsen, und daß die neuesten und elegantesten Stadtteile auf dieser Seite zu liegen pflegen, denn hier ist erfahrungsmäßig die reinste (von außen hergewehte) Luft zu finden, und die westlichen Quartiere bieten günstigere gesundheitliche Bedingungen als die übrigen, denen der Westwind bereits verbrauchte und mit Rauch und städtischem Staub verunreinigte Luft zuführt.

Die Annäherung einer Depression macht sich gewöhnlich zuerst durch sinkenden Luftdruck und langsames Auffrischen des nach Süd herumgehenden Windes bemerkbar, dann erscheint am westlichen Horizont der rechts vorwärts vom Minimum befindliche (oben S. 191 schon erwähnte) Cirrusschirm, nachts oftmals die Erscheinung des Mondhofes erzeugend, während der Wind in dem bereits beschriebenen Sinne weiter herumgeht. Zugleich pflegt in der Höhe die absteigende Strömung sich bemerkbar zu machen, welche durch die im Inneren des Tiefs empor-

gestiegenen Luftmassen genährt wird und eine dynamische Erwärmung (vgl. S. 65 „antizyklonaler Föhn") erzeugt. An Pariser Beobachtungen, die zugleich auf dem Eiffelturm und am Boden stattfanden, zeigt Süring (486), wie beim Herannahen eines Tiefs dieser herabsinkende Luftstrom zuerst das Temperaturgefälle in der Höhe verringert und oftmals umkehrt; alsdann werden die unteren Wolken aufgelöst — unmittelbar vor dem Nahen einer Depression ist der Himmel ganz besonders klar —, und endlich zeigt die Erwärmung des absteigenden Stromes sich auch am Boden. Die Temperaturumkehr in der Höhe ist also eines der Vorzeichen für das Herannahen einer Depression und wird, wo man durch Drachen oder Fesselballon Kenntnis der oberen Temperaturverhältnisse gewinnen kann, gewiß oftmals als nützliche Ankündigung dienen. Es darf aber dieser Vorgang nicht verwechselt werden mit derjenigen Temperaturumkehr, die im Hochdruckgebiet (nicht als Vorzeichen) stattfindet und am steigenden Luftdruck zu erkennen ist. Es kommt nicht ganz selten vor, daß der absteigende Strom des Hochs nicht bis zum Boden reicht, und daß alsdann über einer zusammenhängenden Decke niedriger Wolken die charakteristische Temperaturumkehr auftritt.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Depressionen fortschreiten, ist sehr verschieden und beträgt für Europa im Mittel etwa 7 bis 8 m in der Sekunde, entsprechend der Geschwindigkeit eines mäßigen Windes. Nach van Bebber (487) ist sie am größten über Frankreich, dem südlichen Nordseegebiet, Deutschland und Österreich-Ungarn, am geringsten über Südschweden, Finland und Nordwestrußland, während sie über Italien etwa dem Mittelwerte entspricht. Beim Erreichen der europäischen Küsten nimmt die Geschwindigkeit merklich ab. Hann (488) stellt die folgenden mittleren Geschwindigkeiten der Minima für verschiedene Jahreszeiten und Gegenden zusammen:

	Meter in der Sekunde:					
	Vereinigte Staaten	Japan	Europäisch. Rußland	Nordatlantischer Ozean	Westeuropa	Beringsmeer
Winter . . .	14,2	12,4	10,8	8,2	8,0	8,5
Frühling . .	11,5	11,1	9,2	8,3	7,2	8,5
Sommer . .	9,7	7,8	8,0	7,4	6,6	10,3
Herbst . . .	11,1	10,6	9,6	8,3	8,2	9,3
Jahr	11,6	10,5	9,4	8,05	7,5	9,1

Die Geschwindigkeit ist am größten in den Richtungen, welche am häufigsten von den Tiefs eingeschlagen werden. Diejenigen Depressionen, welche von stürmischen Winden begleitet sind, schreiten rascher als andere fort.

Die Verfolgung der Depressionsbewegungen hat gelehrt, daß sie vorzugsweise auf gewissen Straßen verlaufen, und zur Herleitung dieser

bevorzugten Depressionsbahnen geführt. Sie treten je nach der Jahreszeit in verschiedener Häufigkeit hervor, bilden aber keineswegs die einzigen Wege, auf welchen die Minima fortschreiten, sondern nur etwa der vierte Teil aller Depressionen schlägt diese Bahnen ein und verweilt längere Zeit darauf. Die übrigen Minima ziehen teilweise und für kurze Strecken auf einzelnen Depressionsbahnen oder bewegen sich auch als „erratische" Minima ganz unabhängig von diesen.

In Fig. 55 ist eine Übersicht der verschiedenen Depressionsbahnen auf Grund der Erfahrungen der 15 Jahre 1876 bis 1890 nach Köppen

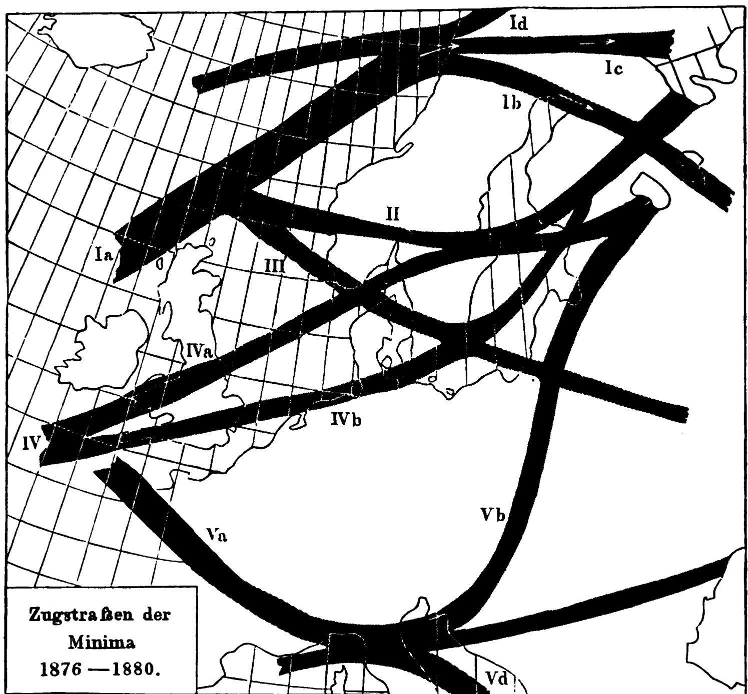


Fig. 55. Depressionsbahnen nach Köppen und van Bebber.

(489) und van Bebber (490) dargestellt, wobei die Breite ein Maß für die Häufigkeit ihres Vorkommens bildet.

Eine viel besuchte Zugstraße findet sich, wie Shaw (491) angibt, auf der südlichen Erdhälfte in etwa 72° Breite zugleich mit einer Zone niedrigen Luftdruckes.

Es scheint, daß die meisten barometrischen Minima nicht als selbstständige Vorgänge aufzufassen sind, sondern als Begleiterscheinungen der großen atmosphärischen Strömungen, über welche oben (S. 146) berichtet wurde. Hildebrandsson (370) weist darauf hin, daß die Richtung der oberen Luftströmungen ungefähr mit der mittleren Zug-

straße der Tiefs zusammenfällt, und daß es zur Erzeugung eines Wirbels genügt, wenn ein Teil des oberen Stromes rascher fließt, als die unmittelbar voraufgehende Masse. Dementsprechend hat man auch wirklich die obere Strömung hinter den Tiefs stärker als vor ihnen gefunden. Die Abhängigkeit der Depressionsbewegung von der allgemeinen und namentlich der oberen Luftbewegung zeigt sich auch, wenn man nach Bigelow (492) die Verteilung des Luftdruckes in höheren Schichten untersucht. Er zeichnete Isobarenkarten für Meeresniveau, 1050 und 3000 m Höhe, und fand die für die nächsten 24 Stunden bevorstehende Depressionsbewegung gewöhnlich schon durch die Lage des Tiefs in 3000 m Höhe angedeutet, auch seine Geschwindigkeit und „Eindringungskraft", sowie in mehreren Fällen die Neubildung von Zyklonen, konnten durch Vergleichung der drei Karten frühzeitig hergeleitet werden; Regenfälle zeigten sich vorzugsweise da, wo die Isobaren der beiden oberen Niveaus sich ungefähr rechtwinkelig kreuzten.

Das Fortschreiten der Depressionen mit dem herrschenden Winde führt zu einer Regel, welche aus dem in der Wetterkarte gegebenen Augenblicksbilde die zu erwartende Bewegungsrichtung des einzelnen Tiefs oftmals erkennen läßt. Aus dem Sinne der zyklonalen Drehung ergibt sich, daß stets auf der rechten (für die südliche Erdhälfte linken) Seite des Tiefs die Drehungsrichtung mit derjenigen des Fortschreitens übereinstimmt, und daß also durch Zusammenwirken beider Bewegungen auf der rechten Seite die stärksten Winde entstehen müssen. Zieht nun das Tief mit dem herrschenden Winde, so hat dieser nach dem barischen Windgesetz rechts den höheren, links den kleineren Luftdruck, und also zieht auch die Depression so, daß sie den höheren Druck oder den stärksten Wind oder den größten Gradienten (was alles dasselbe bedeutet) rechts behält. Liegt außerdem auf der Seite des höheren Druckes auch die höhere Temperatur, so wird die Fortbewegung des Tiefs noch verstärkt, denn die wärmere und darum leichtere Luft, welche am Boden die rechte Seite einnimmt, gelangt alsbald auf die Vorderseite und verstärkt durch ihre Steigkraft die Verlegung des Depressionskernes nach vorn.

Diese Erwägungen finden sich bestätigt in den von Cl. Ley (493) gegebenen Regeln über das Fortschreiten der Minima, von welchen wir die folgenden anführen:

Gebiete niederen Druckes haben die Neigung, in außertropischen Breiten sich mehr oder weniger schnell ostwärts zu bewegen. In Westeuropa schwankt die Richtung gewöhnlich zwischen Nordnordost und Südsüdost. Zugleich hat jedes Depressionsgebiet die Neigung, mit einem Winkel von etwa 45° gegen die niederen Isothermen fortzuschreiten. Die Minima wandern ferner am leichtesten in solcher Richtung, daß der höchste allgemeine Druck rechts bleibt (auf der nördlichen Erdhälfte; auf der südlichen links).

Hiernach haben in unseren Gegenden die Minima also die Neigung, beim Fortschreiten die höhere Temperatur rechts hinter sich und den höheren Druck gleichfalls rechts zu behalten. Die Seite des höheren Druckes oder größten Gradienten ist in der Wetterkarte sofort an den dichter zusammengedrängten Isobaren erkennbar.

Inbetreff der Einwirkung, welche hiernach die Verteilung von Temperatur und Druck auf die Bewegung der Minima hat, sind durch van Bebber (490) noch ferner die folgenden Regeln aus der Erfahrung hergeleitet worden:

Ist die Verteilung des Druckes und diejenige der Temperatur in der Umgebung der Depression nach demselben Sinne gerichtet, so schreitet die Depression nahezu senkrecht zum Druck- und Temperaturgradienten fort, d. h. in Richtung der Isobaren und Isothermen.

Sind Druck und Temperatur in entgegengesetztem Sinne verteilt, so wird die Bewegung der Depression gehemmt oder ganz aufgehoben (stationäre Depression); dabei nimmt die Depression eine längliche, verzerrte Form an und verflacht sich, wobei die Längsachse meist in die Richtung der Isobaren und Isothermen fällt. An dem Ende dieser Achse lösen sich häufig Teilminima ab und folgen dann der Luftströmung.

Ist keiner dieser beiden Fälle vorhanden oder kreuzen sich die Isothermen und Isobaren unter einem größeren Winkel, so pflegt die Depression der Verteilung sowohl von Druck wie auch von Temperatur Rechnung zu tragen und eine mittlere Richtung einzuschlagen.

Ein anderes Verfahren zum Vorhersagen der Richtung, welche eine Depression einschlagen wird, knüpft an die von Abercromby untersuchte Troglinie oder Rinne an. Zieht man durch den Grundriß eines Tiefs eine Anzahl gerader Linien in Richtung des Fortschreitens und bezeichnet auf jeder den Punkt geringsten Luftdruckes, so sind damit also diejenigen Punkte hervorgehoben, welche bei der augenblicklichen Lage der Depression kleineren Druck haben, als vor- und nachher; ihre Gesamtheit bildet die Troglinie. Ihr gehören alle diejenigen Punkte an, in welchen die Isobaren von den zur Fortschreitungsrichtung parallelen Geraden berührt werden. Wären die Isobaren Kreise, so stünden die Troglinien auf der Fortschreitungsrichtung senkrecht; wären sie Ellipsen, so bildeten jene beiden Linien konjugierte Durchmesser. In Wirklichkeit pflegt die Gestalt der Isobaren nicht so regelmäßig zu sein, und die Troglinie ist meistens gekrümmt und gegen die Fortschreitungsrichtung unter spitzem Winkel geneigt. Aus Untersuchung der Zyklonenbewegung in den Vereinigten Staaten von Nordamerika, auf dem Nordatlantischen Ozean und in Rußland entnimmt Kossatsch (494) die Vermutung, daß beim Fortschreiten der Depression diejenige Richtung bevorzugt wird, deren Winkel mit der Troglinie möglichst klein wird.

Auf anderer Grundlage beruht die von Guilbert (495) herrührende und nach ihm benannte Regel, nämlich auf der Auffassung, daß eine Depression sich stets nach der Gegend kleinsten Widerstandes hinbewegt. Wie vorher erörtert, bildet der Wind den Ausgleich zwischen Gegenden verschiedenen Druckes, und seine Stärke steht demnach in einfacher Beziehung zur Größe des Gradienten, der seinerseits ein Maß für den Druckunterschied benachbarter Gegenden ist. Nach Guilbert ist nun für barometrische Gradienten von 1, 2, 3, 4 mm die entsprechende normale Windstärke 2, 4, 6, 8. Vergleicht man für die verschiedenen Seiten eines Tiefdruckgebietes die Windstärke überall mit den ebenda stattfindenden Gradienten, so wird an der Seite übernormaler Windstärke das Tief ausgefüllt, während die Gegend unternormaler Windstärke diejenige des geringsten Widerstandes ist, nach welcher das Tief hinzieht. Der Luftdruck steigt längs einer Linie, die auf dem übernormalen Wind senkrecht steht, und zwar von rechts nach links. Ein von übernormalen Winden umgebenes Tief füllt sich aus, ein von unternormalen umgebenes vertieft sich.

Die entsprechende Anwendung auf Hochdruckgebiete ist hiernach leicht zu finden.

In der Praxis sucht man die Frage, welchen Weg eine heranziehende Depression nehmen wird, auf Grund dieser Angaben und Regeln zu beantworten, also unter Beachtung der Verteilung von Druck, Temperatur und Wind. In der wärmeren Jahreszeit liegt die größere Wärme im Binnenlande, darum sind alsdann die Zugstraßen II, III und Va (Fig. 55) wenig besucht, auf deren linker Seite ausgedehnte Kontinentalflächen liegen. Dagegen zeigt die Zugstraße IV im Sommer und Herbst ihre größte Häufigkeit, denn sie hat auf der rechten Seite das nordeuropäische Binnenland.

Haben sich Druck- und Temperaturverteilung einmal günstig für eine bestimmte Zugstraße gestaltet, so pflegen die Depressionen auf dieser hintereinander fortzuschreiten, bis die Wetterlage sich geändert hat und eine andere Depressionsbahn bevorzugt. In vielen Fällen ist die Reihe der aufeinander folgenden Tiefs als Teil einer größeren Gesamterscheinung aufzufassen, wenn nämlich eine große Zyklone nahezu unbewegt verharrt und an ihrem Rande viele kleinere Teilminima oder Randtiefs sich bilden, die alsdann an den Isobaren des Haupttiefs entlang gleiten. Solche Übereinanderlagerung von Zyklonen hat Wundt (496) untersucht und vergleicht die Erscheinung mit den Stauungen, welche beim Hinwegströmen von Wasser über Hindernisse entstehen und zur Ausbildung von Wellenbewegungen führen. Wie ein Blatt, das in einen Bach eintaucht, eine Strecke mitgerissen wird und dann zurückschnellt, um seine Wanderung aufs neue zu beginnen, und wie bei Platzregen ein plötzlicher Windstoß in den herabfallenden Regensträhnen regelmäßige Verdichtungen und Verdünnungen hervorruft, die sich rasch in der Windrichtung weiterbewegen, so geht die Windströmung, deren

gleichmäßigem Fließen sich ein Widerstand entgegenstellt, in einzelnen Stößen über das Hindernis hinweg. Ein solcher Widerstand kann durch ungleiche Erwärmung des Bodens entstehen, indem gesonderte Luftströme sich bilden, die der allgemeinen Windbewegung hinderlich sind; oder es kann durch unregelmäßige Bodenform, durch Gebirge, Wald und beim Übergang zwischen Wasser und Land eine Reibung erzeugt werden, welche gleichfalls den Luftstrom aufhält. Geschieht dergleichen in einem Luftwirbel, so entsteht eine entsprechende Störung des regelmäßigen Fließens; namentlich sind solche Hindernisse von großer Wirksamkeit, welche auf einem Radius in den Wirbel hineinragen und dahin führen, daß eine Reihe radial verlaufender Böenlinien das Haupttief umkreisen, in den Isobaren Ausbiegungen verursachend, welche als Randtiefs ihre gesonderten Erscheinungsgruppen mit sich führen.

Einige Beispiele der durch barometrische Minima regierten Witterung sind in unseren Abbildungen enthalten. So gibt Taf. XXII die von der Seewarte verbreitete Wetterkarte vom 14. Juni 1899 wieder und zeigt ein tiefes Minimum über Westrußland mit trübem, nassem und windigem Wetter und, der warmen Jahreszeit entsprechend, Abkühlung. In Taf. XXIII sehen wir ein am 29. Dezember 1899 über Westeuropa liegendes winterliches Minimum, welches Erwärmung brachte. Bemerkenswert ist hier auch die winterliche Wärme über der Ostsee. Taf. XXIV zeigt die am 19. Juni 1899 bemerkbaren „Gewittersäcke" südlich von Irland und über Nordwestfrankreich, dazwischen ein Temperaturmaximum, davor (östlich) viele Gewitter. Und Taf. XXV enthält die am 30. Juli 1897 über Südosteuropa liegende flache und ausgedehnte Depression, welche ergiebige und weitverbreitete Regengüsse samt nachfolgender Überschwemmung mit sich brachte.

Wenn zum Überschauen der Wetterlage und ihrer bevorstehenden Änderungen die eben geschilderten Eigenschaften der Minima von Wichtigkeit sind, so hat man es andererseits auch nicht unterlassen, ähnliche Studien an das Erscheinen und Fortschreiten der barometrischen Maxima zu knüpfen. Sie haben zwar wegen der geringen Windstärke weniger Mannigfaltigkeit und Veränderlichkeit, als die Depressionen, sind aber doch für viele Witterungslagen derartig maßgebend, daß man auch sie oftmals der Prognose zugrunde legen kann. Brounow (497), der die europäischen Maxima der vier Jahre 1876 bis 1879 untersuchte, unterscheidet konstante Maxima, die während des ganzen Jahres mit geringen Schwankungen an einer Stelle verbleiben, halbjährige Maxima, die in der gemäßigten Zone zur warmen Jahreszeit über dem Meere, zur kalten Jahreszeit über dem Lande entstehen und keine bestimmte Ortsveränderung zeigen, sowie endlich temporäre Maxima, die, kleiner als die vorigen, in der gemäßigten und kalten Zone bei fortschreitender Bewegung schnell entstehen und verschwinden. Von dieser letzteren Art wurden aus der genannten Zeit 132 Maxima mit ihren Bahnen studiert; die häufigste Richtung des Fortschreitens war im Winter

und Frühling gegen Ostsüdost, im Sommer gegen Ostnordost, im Herbst gegen Ost, überhaupt im ganzen Jahre gegen Ostsüdost gerichtet. Für die Minima hatte derselbe Forscher die Hauptzugrichtung gegen Ostnordost gefunden. Die mittlere Tagesgeschwindigkeit der Maxima wurde a) als wirkliche Geschwindigkeit auf den krummen Bahnen der Zentra, und b) als geradliniger Betrag der von einem Morgen zum anderen erfolgten Ortsveränderung untersucht. Man fand:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
a)	610,5	654,9	621,6	654,9	643,8
b)	588,5	632,7	610,5	632,7	621,6

Kilometer für den Tag. Dem zu b) angegebenen Jahresmittel von 621,6 km (7,2 m in der Sekunde) entspricht für die Minima etwa der nämlichen Jahre die Tagesgeschwindigkeit von 666 km (7,7 m in der Sekunde).

Einzelne, besonders häufige und charakteristische Lagen barometrischer Minima oder Maxima hat man als Wettertypen bezeichnet und genauer beschrieben. So sind von Hoffmeyer (498) Wintertypen für den Nordatlantischen Ozean hergeleitet worden, indem er aus vieljährigen Durchschnittswerten die mittleren Isobaren des Monats Januar zeichnete und darin drei Minima fand; deren bedeutendstes lag südwestlich von Island und je ein sekundäres auf der Ostseite gegen das Eismeer und auf der Westseite gegen die Davisstraße hin. Jedes kann dazu kommen, „die Hauptrolle zu spielen“, d. h. auf das Wetter von Europa einen maßgebenden Einfluß zu üben.

Als recht bedeutungsvoll nennt Woeikoff (499) das sommerliche Minimum, welches den Süden Asiens und einen großen Teil Nordafrikas einnimmt.

Ferner hat Teisserenc de Bort (500) ähnliche Studien veröffentlicht, welche besonders an die von ihm als „Aktionszentra“ bezeichneten Stellen anknüpfen. Dies sind solche Gegenden, deren physikalische Beschaffenheit oder Bodenform die gleichmäßige Verteilung von Druck und Temperatur stören und das Auftreten großer barometrischer Maxima oder Minima, der „Aktionszentra der Atmosphäre“, herbeiführen. Solche Zentra, deren Verlagerungen den größten Einfluß auf das Wetter ausüben, sind in der kalten Jahreszeit:

1. Ein Maximum zwischen Azoren, Madera und Spanien, welches sich nach Osten (Südwestwinde und milder Winter), nach Nordosten bis Frankreich oder Mitteleuropa (ruhiges, heiteres und kaltes Wetter daselbst), nordwärts nach dem Biscayischen Golf (Nordwestwinde und naßkaltes Wetter für Frankreich und das westliche Mitteleuropa) oder noch weiter nördlich über die Britischen Inseln hinaus (Schnee im westlichen Mitteleuropa) verschieben kann.

2. Das sibirische Maximum, welches über Mittelasien seine größte Beständigkeit hat und sich in einen östlichen und einen westlichen,

bis Skandinavien reichenden Teil (kontinentale Winde und kalter Winter) oder derartig zerlegen kann, daß der westliche Teil bis nach Mitteleuropa gelangt und dort mit dem Maximum von Madera sich vereinigt („Strahlungswinter“, kalt und klar). Drittens kann das Maximum sich auch südwärts verlagern und tritt dann an Intensität zurück.

3. Das ozeanische Minimum, auf welches auch Hoffmeyer (498) schon hingewiesen hat, und das sich bei Island zu befinden pflegt. Folgende Besonderheiten seiner Lage kommen in Betracht. Ein Minimum liegt über dem Eismeere und Finnmarken, ein zweites an der grönländischen Küste (in Nordeuropa warmer Winter, in Mitteleuropa Witterung je nach Lage des Maximum); oder das Minimum liegt südlicher, über der Nordsee und Skandinavien, während zugleich das Maximum der Roßbreiten (S. 127) nach Norden verschoben sein kann (naßkaltes Wetter in Mitteleuropa als Wirkung der von Nordwesten ziehenden Teildepressionen); oder das Minimum befindet sich über den Britischen Inseln und zugleich meist hoher Druck über Nordrußland (milde, zuweilen unruhige Witterung in Westeuropa); oder es liegen Minima an der französischen Westküste und über dem Mittelländischen Meere, zugleich ein Maximum über Nordwesteuropa (Abkühlung durch Kontinentalwinde); oder endlich ein übrigens seltener vorkommendes Minimum liegt südlich von den Azoren (anhaltende Kälte und Trockenheit im westlichen Mitteleuropa). Hiernach hat Teisserenc de Bort fünf Wintertypen hergeleitet.

Aus allgemeinen, auf das ganze Jahr bezüglichen Untersuchungen entnahmen van Bebber und Köppen (501) die Grundlage für 20 Wettertypen, aus denen van Bebber (502) dann die folgenden fünf Hauptwetterlagen für Europa auswählte, charakterisiert durch Lage eines Hochdruckgebietes.

Typus I. Hochdruckgebiet über West- und Nordwesteuropa, etwa über den Britischen Inseln und deren Nachbarschaft, Depressionen über östlicheren Gegenden. In unseren Gegenden wehen böige, feuchte, kalte Winde aus nördlichen Richtungen, namentlich aus Nordwest. Der Typus kommt hauptsächlich in der wärmeren Jahreszeit vor, dauert ziemlich lange und bewirkt (in Verbindung mit Typus V), daß unsere Sommer häufig so kühl sind und so oft verregnen. Er bringt häufig rasche und starke Temperaturwechsel, im Winter zusammenhängende, ausgebreitete Schneedecke mit folgender strenger Kälte, im nordwestlichen Deutschland nicht selten Überschwemmung, sowie ebenda Wintergewitter. Ihm folgt vorzugsweise im Winter und Frühling Typus V, im Sommer meist Typus II, selten V.

Typus II. Hochdruckgebiet über Mitteleuropa, speziell über Deutschland, Depressionen erst in größerer Entfernung (Strahlungstypus). Dieser Typus ist namentlich in den Sommermonaten und im Frühherbst (Altweiber-Sommer) häufig, seltener im Winter und zeichnet sich aus durch schwachen und veränderlichen Wind, vielfach heitere oder (im Herbst und Winter) neblige Witterung, geringe Niederschläge und Tempe-

raturverhältnisse, die der Strahlung entsprechen, d. h. im Sommer bis zum September sonnige und warme Tage mit Trockenheit, zuweilen bis zu Dürrperioden gesteigert, im Winter und Herbst Nebel und Kälte, im Spätfrühjahr und Frühherbst bei klaren Nächten öfters Nachfrost und Reif, namentlich wenn Typus I in Typus II übergeht. Gewitter, und zwar Wärmegewitter, sind nur im Sommer häufige Begleiter dieses Typus. Er entwickelt sich gewöhnlich aus Typus I und macht nachher einer Depression Platz oder wird im Sommer von Typus V, im Winter von IV abgelöst.

Typus III. Hochdruckgebiet über Nord- oder Nordosteuropa, Depressionen südlich davon, namentlich über dem Mittelmeere oder der Biscayasee. Es wiegen östliche und nordöstliche Winde vor, meist Landwinde und daher trocken, im Winter kalt, im Sommer meist warm, Dieser Typus gehört hauptsächlich der kälteren Jahreszeit an und pflegt (zusammen mit Typus II) unsere strengen Winter zu erzeugen; er bringt im Winter meist trübes Wetter, aber geringe Niederschläge, im Sommer und Frühling vorwiegend heiteres Wetter, im Juli und August häufig, sonst selten Gewitter. Dieser Typus entwickelt sich vorzugsweise aus Typus I, bildet aber zuweilen auch die Rückseite einer ostwärts ziehenden Depression. Meist folgt ihm Typus IV, nur im Sommer V, häufig auch eine Depression.

Typus IV. Hochdruckgebiet über Osteuropa, Depression über Westeuropa. Ein vorwiegend dem Winter und Herbst angehöriger Typus mit südöstlichen und südlichen, im allgemeinen trockenen Landwinden. Das Wetter ist im Winter kalt, namentlich im Januar und Februar, in den übrigen Monaten warm. Die Gewitterhäufigkeit ist größer als bei allen anderen Typen, und besonders erheblich im Juli. Der Typus entsteht gewöhnlich aus Typus II oder III, namentlich in der kälteren Jahreszeit; ihm folgt meistens V, und im April I, häufig auch eine Depression.

Typus V. Hochdruckgebiet über Südeuropa, Depressionen über nördlicheren Gegenden. Dies ist der häufigste aller Wettertypen, in allen Jahreszeiten vorkommend, nur im Frühjahr und Spätherbst etwas seltener. Südliche und westliche Winde ozeanischen Ursprungs, die also im Winter warm und im Sommer kühl sind, mildern die Winterkälte wie die Sommerhitze. Im eigentlichen Sommer ist dieser Typus besonders häufig und bringt dann windiges, naßkühles Wetter. Unter seiner Herrschaft kommen in unserer Gegend die meisten Stürme vor, und namentlich wenn das barometrische Maximum über Frankreich liegt, ist unruhige Witterung am wahrscheinlichsten. Ihm geht meist Typus IV voraus oder (im Sommer) II. Gefolgt wird er am häufigsten von Typus I und II, welch letzterer nach ihm namentlich im Spätfrühling und Sommer bis September erscheint.

Ein Vorschlag zur weiteren Ausgestaltung der Wetterkarten ist bereits 1878 von P. Brounow (503) gemacht und später von Ekholm

(504) wieder aufgenommen worden. Er geht dahin, nicht nur den Zustand der Atmosphäre für einzelne Zeitpunkte durch Karten darzustellen, sondern auch die Änderungen, welche von einem solchen Zeitpunkt bis zum folgenden eingetreten sind. Dazu ist es freilich erforderlich, daß die Zeitpunkte der mittels Karten angestellten Beobachtungen nicht durch je 24 Stunden getrennt sind; sondern nur je 12 oder besser noch viel weniger Stunden sollten zwischen den Terminen liegen, für welche die Karten als Augenblicksbilder gezeichnet werden. Wenn dann in besonderen Karten die Linien gleicher Änderung, z. B. des Luftdruckes (Isallobaren), gezogen sind, umschließen sie Steigungsgebiete und Fallgebiete, deren Anordnung und Bewegung als nützliche Kennzeichen der atmosphärischen Vorgänge dienen können. Eine Depression pflegt vor sich ein Fallgebiet, hinter sich ein Steigegebiet zu haben. Brounow (503) verbindet die Mitten beider durch eine Gerade, die „Änderungslinie", und gibt die folgende Regel an. Ist der Depressionsweg (seit gestern) mit der Änderungslinie parallel, so geht das Tief bis zum Abend in der bisherigen Richtung oder mit geringer Linksablenkung weiter. Sind dagegen beide Richtungen verschieden, so biegt das Tief im Sinne der Änderungslinie um und weicht (in Rußland) etwas nach links von ihr ab.

Ekholm (504) entnimmt aus der Untersuchung zahlreicher Fall- und Steigegebiete, daß sie meist aus Gegenden hohen oder niederen Druckes entstehen, die in den oberen Luftschichten auftreten und keineswegs immer am Boden bemerkbar sind, obwohl sie mit den großen Aktionszentren der Atmosphäre in Beziehung zu stehen scheinen. Die aus den unten beobachteten Barometerständen hergeleiteten Isallobarengebiete sind meist länglich rund und gut begrenzt; ein Steige- und ein Fallgebiet pflegen einander zu begleiten, viel rascher fortschreitend als die Tiefs und Hochs und auf anderen Zugstraßen als diese. Ein stark ausgeprägtes Fallgebiet erzeugt gewöhnlich ein auf seiner linken Seite (derjenigen kleineren Druckes) mit ihm ziehendes Tief. Intensitätsschwankungen des Fallgebietes kommen oft vor und haben die Bedeutung, daß nur zu Zeiten stärkerer Ausbildung ein Tiefdruckgebiet entsteht, welches, wenn das Fallgebiet schwächer wird und weiterzieht, seinerseits als stationäre Zyklone liegen bleibt und mit Abflauen des Windes sowie häufig mit Nebel und Niederschlag sich abflacht und verbreitert. Ähnlich entsteht unter Einfluß eines Steigegebietes eine stationäre Antizyklone, namentlich im Winter. Starke Isallobarengebiete mit rascher Fortbewegung pflegen hauptsächlich horizontale Luftbewegung zu enthalten und daher frei von Niederschlag zu sein, während bei geringeren Druckgegensätzen und langsamerem Fortschreiten die aus warmen Gegenden zugeführte Luft Zeit zum Aufsteigen findet und Niederschlag auftritt. Die Beziehungen der Isallobarengebiete zum Niederschlag sind insbesondere auch von Defant (505) untersucht worden. Er benutzte, wie Trabert (483), die Lindenberger Beobach-

tungen, und konnte zeigen, daß unter den warmen Luftsäulen das Maximum des Niederschlages zu finden ist. Jeder warmen Luftsäule geht ein Steigegebiet der Temperatur und ein Fallgebiet des Luftdruckes voraus, ihr folgt ein Fallgebiet der Temperatur und ein Steigegebiet des Druckes. Kalte Luftsäulen sind gewöhnlich niederschlagsfrei und von den entgegengesetzten Änderungsgebieten begleitet, wie die warmen.

Den Wert der Isallobarenkarten für die Wettervorhersagung hat die bisherige Erfahrung bereits vielfach gezeigt. So erwähnt A. Peppler (506) in bezug auf Gewitterprognose, daß die Bildung barometrischer Fallgebiete in den Linien gleicher Luftdruckänderung bereits erkennbar sei, wenn die Isobaren und Winde noch antizyklonalen Charakter haben. Frhr. v. Myrbach (507) berichtet, daß nach Erfahrungen der Wiener Zentralanstalt für Meteorologie in den nördlichen Alpenländern meist das schlechteste Wetter herrscht, wenn der Druck über Europa am stärksten steigt, und das schönste, wenn er am stärksten fällt. Entsprechend solchen Erfahrungen versenden die meteorologischen Anstalten jetzt für die Zwecke des Wetterdienstes nicht bloß Mitteilungen über den zur Zeit der Beobachtung herrschenden Zustand der Atmosphäre, sondern die Depeschen enthalten neuerdings auch Angaben über die „barometrische Tendenz", d. h. die seit drei Stunden eingetretene Druckänderung.

Ein der Wettervorhersagung dienendes Mittel zur örtlichen Verfolgung der allgemeinen Wetterlage ist die Beobachtung von Piloten. Dies sind kleine Gummiballons mit Wasserstoffüllung, die man bei klarem Wetter emporsteigen läßt und mit einem Theodolitenfernrohr verfolgt. Der Auftrieb ist derartig bemessen, daß der Ballon mit einer bekannten und (ungefähr) gleichbleibenden Geschwindigkeit steigt und daß man hieraus, sowie aus den in ganzen oder halben Minutenabständen abgelesenen Werten des Höhen- und Seitenwinkels die Flugbahn berechnen und ihre Horizontalprojektion zeichnen kann. Wenn auch etwaige auf- oder absteigende Strömungen dabei nicht berücksichtigt werden können, gibt dies Verfahren doch sehr nützliche Ergänzungen der Wetterkarte und läßt meistens besser als die bloße Wolkenschau erkennen, welche Änderungen in der Atmosphäre gegen die neueste Wetterkarte eingetreten oder zu erwarten sind.

So umfangreich sich auch die vorstehende Darlegung der Regeln, Zugstraßen, Typen usw. gestaltete, gehört doch zu ihrer Vervollständigung und Ausnutzung noch etwas: die örtlichen Wetterregeln. Überall begegnet man ihnen in der Bevölkerung, und namentlich die im Freien betriebenen und vom Wetter abhängigen Berufsarten sind reich an Erfahrungssätzen dieser Art. Solche Regeln vornehm als Aberglauben zu bezeichnen, wäre ebenso verkehrt wie ihre kritiklose Anwendung. Sie knüpfen an Himmelsfärbung, Wolkenformen, Verhalten der Tiere (hierfür nennt Knauer [508] zahlreiche Beispiele), Sichtbarkeit ferner Gegenstände, Funkeln der Sterne, Summen der Telegraphendrähte, Hör-

barkeit ferner Geräusche, Geruchserscheinungen (z. B. nach Dreis [509]) an, ferner an Eintreffen und Verschwinden der Zugvögel, Entwickelung der Pflanzen usw. Oftmals mag in diesen Meinungen die Erfahrung vieler Generationen ausgesprochen sein, nicht selten freilich auch eine mißverstandene Erfahrung, und wer eine derartige Überlieferung ernsthaft ausnutzen will, muß sie vorher an der eigenen Erfahrung prüfen. Dabei dürfte es zur Vermeidung von Selbsttäuschung notwendig sein, das Eintreffen oder Ausbleiben eines vermuteten Zusammenhanges, jedesmal schriftlich zu notieren und erst nach ausreichend langer Zeit die gewonnenen Aufzeichnungen zu überschauen. Auf solche Art kann das Ergebnis frei von vorgefaßten Meinungen erkannt werden.

Und noch viel wichtiger als die hergebrachten Regeln ist für denjenigen, der das Wetter voraussehen will, die eigene, örtliche Beobachtung. Welche Zugstraßen, welche Typen oder welche sonstigen Einzelheiten hauptsächlich für das Wetter des eigenen Wohnortes in Betracht kommen, kann nur die an demselben Orte gewonnene Erfahrung lehren. Nicht minder wird durch örtliche Wahrnehmungen allein die unentbehrliche Ergänzung der von einzelnen Hauptstationen herkommenden Prognosen möglich. Wir werden im nächsten Kapitel sehen, wie diese Hauptstationen die Schilderung der augenblicklichen allgemeinen Wetterlage zu verbreiten und eine Vermutung über deren bevorstehende Änderung hinzuzufügen pflegen. Welche gleichzeitigen Änderungen in der örtlichen Wetterlage dann wirklich eintreten werden, kann natürlich nicht für alle einzelnen Landesteile von der Hauptstation aus mitgeteilt werden, sondern das ist nur durch örtliche Beobachtung und auf Grund der örtlichen Erfahrungen zu sagen. Förderung der praktischen Wetterkunde und Wettervorhersagung hängt also davon ab, die große Masse der Beteiligten daran zu gewöhnen, daß sie durch eigenes Nachdenken die in der Wetterkarte gegebene allgemeine Wetterlage mit den örtlichen Wahrnehmungen zu einem Gesamtbilde vereinigen und daraus die empfangene Prognose ergänzen oder eine eigene aufstellen.

Wetterdienst.

Unter diesem Namen faßt man diejenigen Einrichtungen und Leistungen zusammen, welche das Voraussagen des Wetters ermöglichen sollen. Bisher ist es erst gelungen, mit einem durchschnittlichen Erfolg von wenig über 80 Proz. Treffern (d. h. Eintreffen von vier Fünfteln) die Witterung des nächsten Tages zu vermuten. Für die Voraussagung auf mehrere Tage sind zwar höchst beachtenswerte Bestrebungen und Studien in Gang gebracht, doch bisher noch nicht mit demjenigen Erfolg, welcher eine allgemeine Einführung solcher Methoden rechtfertigen könnte. Um nun das für morgen bevorstehende Wetter zu beurteilen,

muß man das heutige Wetter kennen und aus diesem unter Benutzung der in den bisherigen Kapiteln dieses Werkes angegebenen Regeln und Gesetze die Prognose herleiten. Wie man die Beobachtungen vieler Stationen in der Wetterkarte zu einem übersichtlichen Gesamtbilde vereinigt, wurde in der Einleitung beschrieben. Der Umstand, daß nur für den nächsten Tag eine Voraussagung ausführbar ist, zwingt zu möglichster Beschleunigung des ganzen Verfahrens, damit die Prognose noch früh genug verbreitet werden kann, um den Beteiligten Nutzen zu bringen.

Demnach hat der Wetterdienst folgende Aufgaben zu lösen. An den einzelnen, über einen möglichst großen Teil der Erde zerstreuten Stationen werden Beobachtungen angestellt, deren Ergebnisse sogleich an alle diejenigen Hauptstationen zu melden sind, in welchen man Prognosen aufstellt. Hier wird auf Grund der einlaufenden Nachrichten, und zwar vorwiegend unter Benutzung der Morgenbeobachtungen, die Wetterkarte gezeichnet, die Einzelheiten des für den nächsten Tag vermuteten Wetters werden hergeleitet, und diese Prognose muß dann an die Beteiligten mitgeteilt werden. Alles dies hat so zeitig und so rasch zu geschehen, daß die Prognose spätestens am Nachmittag verbreitet wird und den für den nächsten Tag zu treffenden Anordnungen zugrunde gelegt werden kann. Es erscheint darum leicht begreiflich, daß die Einrichtung eines solchen Wetterdienstes erst möglich wurde, als man die Mitteilung der Beobachtungsergebnisse auf telegraphischem Wege bewirken konnte. Den ersten Anstoß dazu gab während des Krimkrieges ein schweres Unwetter, welches am 14. November 1854 auf und an dem Schwarzen Meere tobte und der englischen und französischen Flotte sowie dem am Lande lagernden Heere großen Schaden zufügte. Dieser vielgenannte „Sturm von Balaklava“ war von Westen herangezogen und an vielen anderen Orten Europas wahrgenommen, ehe er den Kriegsschauplatz erreichte. Eine telegraphische Warnung hätte dem Unwetter vorauseilen und namentlich die Schiffe zum Aufsuchen sicherer Ankerplätze veranlassen, also viel Unheil verhüten können. Solche Erwägungen führten dahin, daß zuerst in Frankreich und dann allmählich auch in anderen Ländern mit der Einrichtung eines Wetterdienstes begonnen wurde. Man verbreitete zunächst nur täglich eine „Übersicht“, d. h. die telegraphisch von den Stationen des Landes an eine Zentralstelle gemeldeten Beobachtungsergebnisse, und fügte später noch eine Vermutung über das kommende Wetter hinzu.

In Deutschland hatte G. Neumayer (510) auf einer Versammlung deutscher Geographen zu Frankfurt a. M. im Juli 1865 die Gründung einer Anstalt empfohlen, welche die Ausnutzung wissenschaftlicher Arbeit für die seemännische Praxis zur Aufgabe haben sollte. Am 1. Januar 1868 wurde durch W. v. Freeden mit Staatsunterstützung in Hamburg die Norddeutsche Seewarte ins Leben gerufen; von den geplanten zwei Abteilungen, für Seefahrt und für Meteorologie, wurde aus Mangel an Geldmitteln nur die erste eingerichtet; ihre Arbeit bestand in

Förderung der maritimen Meteorologie durch Bearbeitung der von zahlreichen Schiffsführern eingelieferten Beobachtungsbücher, Ausgabe von Segelanweisungen, Diskussion verschiedener Seewege über den Nordatlantischen Ozean, überhaupt Sicherung und Kürzung der Seewege. Am 2. bis 6. September 1873 tagte in Wien der Internationale Meteorologenkongreß und erklärte es für wünschenswert, daß Zentralstellen für die Pflege der maritimen Meteorologie in allen Staaten eingerichtet würden, in welchen die Interessen es erheischten und solche Anstalten noch nicht beständen. Alsdann begann die als Reichsanstalt begründete Deutsche Seewarte zu Hamburg am 1. Januar 1875 ihre Tätigkeit unter Leitung von G. Neumayer, der mehr als ein Vierteljahrhundert an der Spitze des Instituts segensreich gewirkt hat. Von den jetzt fünf Abteilungen der Seewarte (maritime Meteorologie; Instrumente, namentlich Sextanten und Kompasse; Witterungskunde und Sturmwarnung; Chronometerprüfung; Bearbeitung von Küstenbeschreibungen) interessiert uns hier namentlich die dritte, welcher der Prognosendienst obliegt. Schon vor Gründung der Seewarte hatte ein telegraphischer Wetterdienst in Berlin bestanden, indem täglich aus 20 deutschen und einigen französischen, norwegischen, schwedischen, niederländischen, belgischen, russischen und türkischen Stationen Beobachtungsergebnisse einliefen und zum Teil nach Paris, Brüssel, Pera, Christiania, Kopenhagen, Petersburg, Stockholm ausgingen, außerdem auch den wichtigsten Häfen sowie den Zeitungen und sonstigen Abonnenten mitgeteilt wurden. Dieser wettertelegraphische Verkehr wurde am 1. Januar 1876 vom Berliner Haupttelegraphenamt auf die Seewarte übertragen, zugleich aber namentlich der Inlandsverkehr neu organisiert durch Einrichtung neuer Stationen und Annahme der im Auslande bereits eingeführten Skalen, Zeiten und Depeschenformen. Luftdruck und Temperatur, die bisher von den deutschen Stationen in Pariser Linien und Réaumurgraden angegeben waren, wurden nun ebenso wie im Auslande durch Millimeter- und Celsiusgrade ausgedrückt. Die Beobachtungen, welche der telegraphischen Berichterstattung zugrunde liegen, finden meistens um 8 Uhr morgens (Ortszeit) statt, ergänzt durch einige am Nachmittag (anfangs 4 Uhr, seit 1. Januar 1877 2 Uhr) und am Abend ausgeführten Ablesungen. Und für den Inhalt der Depeschen wurde die am 14. September 1874 in Utrecht vereinbarte Chiffreschrift, die bei den ausländischen Depeschen vorher schon meistens benutzt war, eingeführt. Diese Schrift ermöglicht es, unabhängig von der Sprache der Beteiligten durch Ziffern den gesamten Inhalt der Beobachtungen auszudrücken. Nach dem internationalen Schema werden die Wettertelegramme in fünfstelligen Zifferngruppen geschrieben, denen etwaige Bemerkungen in Worten zugefügt werden können. Die allgemeine Formel für ein der Seewarte zugehendes vollständiges Morgentelegramm lautet:

BBBWW SHTTT BBBWW SHTTT AAARR MMmmV(G)
(F'ZZZ'Z').

Die beiden ersten Gruppen beziehen sich auf gestern Abend 8p, die folgenden auf heute 8a.

Darin bedeutet BBB den durch die ersten drei Ziffern mitgeteilten Barometerstand, unter Weglassung der 7 und des Kommas, durch Zehner, Einer und Zehntel Millimeter ausgedrückt, selbstverständlich nach geschehener Reduktion auf 0° und auf Meeresniveau.

Die vierte und fünfte Ziffer WW gibt die Windrichtung an, indem man die Zahlen von 00 bis 32 derartig im Kreise angeordnet denkt, daß sie von Nord (32) über Ost (08), Süd (16) und West (24) herumgehen. Demnach bedeutet 04 Nordost, 06 Ostnordost usw.

Die sechste Ziffer (S) bedeutet die Windstärke in Beaufortskala 0 bis 12 (S. 144). Bei größerer Stärke als 9 wird im Telegramm 9 für S eingesetzt und die Windstärke am Schluß des Telegramms in Worten hinzugefügt.

Die siebente Ziffer (H) bedeutet den Himmelszustand, nämlich 0 wolkenlos, 1 heiter, 2 halbbedeckt, 3 wolkig, 4 bedeckt, 5 Regen, 6 Schnee, 7 Dunst, 8 Nebel, 9 Gewitter. Durch die drei letzten Ziffern wird die Temperatur in Celsiusgraden (Ganze und Zehntel) ausgedrückt; beträgt sie weniger als 10°, so lautet die achte Ziffer 0, bei Minustemperaturen wird die Zahl der Grade um 50 vermehrt angegeben. Es bedeutet also z. B. in den drei letzten Ziffern 038 eine Temperatur von 3,8°, und 624 die Temperatur — 12,4°.

Ferner bedeutet AAA die Änderung des Luftdruckes in den letzten drei Stunden vor der Morgenablesung, die sogenannte barometrische Tendenz, in ganzen und Zehntel-Millimetern. Wie bei der Temperatur wird auch hier ein negativer Wert (sinkender Druck) durch Vermehrung der Zahl um 50 Ganze ausgedrückt. Kann die barometrische Tendenz nicht angegeben werden, so wird dafür 999 gesetzt.

RR gibt die seit gestern 8a gefallene Niederschlagsmenge an, auf ganze Millimeter abgerundet; dabei bedeutet 00: kein Niederschlag, 97: weniger als 0,5 mm, 99: Niederschlag gefallen, aber nicht gemessen.

MM und mm sind die Extremtemperaturen, in der Regel die höchste und niedrigste Temperatur seit gestern 8a, auf ganze Grade abgerundet, bei negativen Werten um 50° vermehrt.

Die letzte Ziffer der sechsten Gruppe lautet im internationalen Schema für die ausländischen Depeschen G, für die deutschen (außer denjenigen von Helgoland und Kuxhaven) V. Dabei bedeutet G den Seegang, nämlich: 0 schlicht, 1 sehr ruhig, 2 ruhig, 3 leicht bewegt, 4 mäßig bewegt, 5 unruhig, 6 grob, 7 hoch, 8 sehr hoch, 9 äußerst hoch. V bedeutet den Witterungsverlauf der letzten 24 Stunden, nämlich: 0 vorwiegend heiter, 1 ziemlich heiter (Cirrusgewölk), 2 meist bewölkt (tiefere Wolken), 3 Wetterleuchten (mehr als ein Blitz), 4 vormittags Niederschlag, 5 nachmittags Niederschlag, 6 nachts Niederschlag, 7 Gewitter (mindestens ein Donner und ein Blitz oder mehrfacher Donner ohne Blitz; erfordert stets kurzen Wortzusatz), 8 Niederschläge in Schauern,

böig, veränderlich, zeitweises Aufklaren, Sonnenblicke, 9 anhaltend Niederschläge, während eines großen Teiles des Tages; Landregen bei meist trübem Himmel. Bei 0 bis 3 wird höchstens 0,4 mm Niederschlag angenommen und ist die Bewölkung des Nachmittags besonders maßgebend; bei 4 bis 6 wird mehr als 0,4 mm Niederschlag angenommen und kein Gewitter, höchstens ein Donner ohne Blitz.

F′ZZZ′Z′ ist die „Cirrusgruppe", welche im internationalen Schema fehlt und nur von deutschen Stationen hinzugefügt wird. Darin bedeutet F′ die Form der beobachteten oberen Wolken (1 Federwolken, 2 Schleier, Cirro-Stratus, 3 Schäfchen, Cirro-Cumulus), ZZ die Richtung, aus der die Wolken ziehen, ebenso ausgedrückt wie WW, und Z′Z′ die Richtung, in der sie gestreift erscheinen, wobei 00 zu setzen ist, falls keine Streifung bemerkt wird. Nur wenn die Zugrichtung der Cirren genau beobachtet ist, darf die Cirrusgruppe im Telegramm gegeben werden, andernfalls ist sie wegzulassen (nicht etwa durch Nullen auszudrücken).

Einige Stationen senden der Seewarte die Abendbeobachtungen in einem besonderen Abendtelegramm und lassen dementsprechend zwei Gruppen der oben angegebenen Morgendepesche weg.

Aus Deutschland erhält die Seewarte endlich noch Nachmittagstelegramme mit den Beobachtungsergebnissen von 2p (Ortszeit) nach folgendem Schema:

BBBWW SHTTV′ PPPO(F, G) F′ZZZ′Z′.

Darin ist die Temperatur auf ganze Grade abgerundet und durch nur zwei Ziffern TT gegeben, wobei die Dezimale 5 stets nach oben abgerundet wird. Nur in der Nähe des Nullpunktes dient folgende Bezeichnung:

— 0,5°	95	— 0,2°	92	+ 0,1°	41	+ 0,4	44
— 0,4°	94	— 0,1°	91	+ 0,2°	42	+ 0,5	45
— 0,3°	93	0,0°	00	+ 0,3°	43		

V′ bedeutet den Witterungsverlauf zwischen Morgen- und Nachmittagsbeobachtung, nämlich: 0 meist heiter, 1 ziemlich heiter, 2 meist bewölkt, 3 Wetterleuchten (0 bis 3 trocken), 4 geringe Niederschläge, 5 ein stärkerer Regen, allein oder mit etwas Schnee oder Graupeln, 6 ein stärkerer Schneefall (allein oder mit etwas Regen oder Graupeln), 7 Gewitter, 8 Niederschläge in Schauern, 9 anhaltende Niederschläge.

PPP bedeutet relative Feuchtigkeit, die erste Ziffer ist nur bei 100 Proz. 1, sonst stets 0.

Die vierte Ziffer der dritten Gruppe ist Null, die fünfte lautet F bei den deutschen, G bei den ausländischen Stationen, wobei F die vorwiegende Form der Himmelsbedeckung bezeichnet: 0 wolkenloser, blaßblauer Himmel, 1 Ci., 2 Ci.-Str.. 3 Ci.-Cu., 4 Cu. und Cu.-Str., 5 Str. und Str.-Cu., 6 schwere, dunkle Wolken, 7 mehrere Wolkenschichten, 8 einförmig grauer Himmel, 9 wolkenloser, tiefblauer Himmel. Die Bedeutung der vierten Gruppe ist, wie vorher angegeben.

Werden die Beobachtungen mehrerer Stationen zu einer „Sammeldepesche“ vereinigt, so geschieht dies in fest bestimmter Reihenfolge und ohne Nennung der einzelnen Ortsnamen. Sind von einem Orte die Nachrichten ausgeblieben, so schreibt man dafür „fehlt“ oder nennt den Namen der Station, aus welcher die nachfolgenden Ziffern stammen.

Das bei der Seewarte telegraphisch einlaufende Nachrichtenmaterial wurde von vornherein an Häfen, Zeitungen und einzelne Privatleute gesandt. Auch für die telegraphische Übermittelung von Form und Verlauf der Isobaren wurde ein Ziffernsystem eingeführt. Die Karte von Europa war durch senkrechte und wagerechte Linien in kleine Quadrate geteilt, deren je 100 zu neun größeren Quadraten zusammengefaßt waren. Durch eine Ziffer für das größere Quadrat und zwei weitere Ziffern für Vertikal- und Horizontalreihe seiner kleinen Quadrate konnte ein jedes kleine Quadrat bezeichnet werden. Man wählte so viel Punkte auf den Isobaren, als zu deren Wiedergabe erforderlich schien, und konnte jeden durch drei Ziffern des Isobarentelegramms übermitteln. Außerdem begann man am 1. September 1876 mit der Ausgabe von Prognosen. Zunächst wurden diese nur auf den täglich erscheinenden autographierten Wetterkarten mitgeteilt, seit dem Sommer 1877 an die in Hamburg und Altona erscheinenden Blätter ausgegeben (mit Gültigkeit für den nordwestlichen Küstenstrich von Schleswig bis Holland), später aber auch an die Weserzeitung usw. telegraphiert.

Ferner wurde der teilweise schon seit 1864 bestehende Sturmwarnungsdienst an den Küsten neu eingerichtet, so daß von Hamburg aus die Tätigkeit der Signalstellen geregelt und das Zeigen der weithin sichtbaren Sturmwarnungssignale in jedem Einzelfalle telegraphisch angeordnet werden kann. Die Signale sind folgende: Eine Kugel („Sturmball“) bedeutet: „Atmosphärische Störung vorhanden, Telegramm an der Signalstelle“. Aus Kegeln bestehen die Signale für Sturm, und zwar bedeutet:

ein	Kegel,	Spitze	oben:	Nordweststurm,
zwei	„	„	„	Nordoststurm,
ein	„	„	unten:	Südweststurm,
zwei	„	„	„	Südoststurm.

Daneben bedeutet eine Flagge Rechtsdrehen, zwei Flaggen Linksdrehen des Windes. Während der Dunkelheit ersetzt eine rote Laterne alle übrigen Sturmsignale, doch ist die Einführung verbesserter Nacht-Sturmsignale in Aussicht genommen, bei denen die Richtung des erwarteten Sturmes erkennbar ist. An der Nordseeküste bestehen jetzt 39, an der Ostseeküste 86 Sturmwarnungsstellen dieser Art, außerdem einige Sturmwarnungsnebenstellen, an denen lediglich die Warnungsdepeschen ausgehängt werden.

Die Windsemaphore der Seewarte haben die Aufgabe, durch weithin sichtbare Signale die Richtung und Stärke des Windes, der an zwei benachbarten Küstenorten herrscht, bekannt zu geben. An der linken

und rechten Seite des Signalmastes wird für je einen der betreffenden Orte durch die Stellung eines drehbaren Zeigers die Richtung, durch die Zahl der ausgestreckten horizontalen Arme die Stärke des Windes ausgedrückt; die erforderlichen Nachrichten werden der Semaphorstation telegraphisch dreimal täglich und im Bedarfsfalle außerdem durch Extradepeschen mitgeteilt. Auf solche Art wird auf Hoheweg-Leuchtturm und in Kuxhaven der Wind von Borkum und Helgoland, auf Hela, in Schiewenhorst und in Pillau der Wind von Rixhöft und Brüsterort, sowie in Memel der Wind von Brüsterort und Libau signalisiert.

In zahlreichen Hafenorten werden täglich die um $9^1/_2$ Uhr früh aus Hamburg abgehenden Hafentelegramme ausgehängt, enthaltend Angaben über die Verteilung von Luftdruck und Wind samt gelegentlichen Mitteilungen über den wahrscheinlichen Verlauf der Witterung. An einigen mehr geschützt liegenden Küstenorten werden außerdem Windmeldetelegramme ausgehängt, welche dreimal täglich von einigen (meist zwei) exponierten Stationen eingehen; auf Stilo-Leuchtturm an der pommerschen Küste wird mittels zweier roten Flaggen signalisiert, sobald Winde der Stärke 6 und darüber an je einer nach West oder Ost gelegenen exponierten Station eintreten.

Außerdem werden autographierte Wetterkarten, welche Übersicht und Prognosen enthalten, mit der Post versendet; sie gehen mit den Nachmittagsschnellzügen aus Hamburg ab und können längs der ganzen Küste spätestens am folgenden Morgen zum Aushang gelangen. Der Abonnementspreis beträgt jährlich 60 ℳ.

Während die Sturmwarnungen zur dauernden Einrichtung wurden, haben die anfangs telegraphisch von Hamburg an die Zeitungen gesandten Prognosen nach einigen Jahren wieder aufgehört. Es hatten diese Depeschen zwar an vielen Orten Deutschlands Aufnahme und günstige Beurteilung gefunden, doch waren die entgegenstehenden Schwierigkeiten von vornherein seitens der Direktion der Seewarte erkannt und gewürdigt worden. Die Sammlung und Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen, deren Ausnutzung für Herausgabe von Segelanweisungen und für klimatologische Untersuchungen, der sich stetig entwickelnde Sturmwarnungsdienst und manche andere Aufgabe nahmen die verfügbaren Kräfte der Seewarte reichlich in Anspruch. Dazu kam die Erwägung, daß die Verteilung von Luftdruck und Wind samt ihren jeweiligen Änderungen sehr viel sicherer beurteilt und vorhergesagt werden kann, als die von örtlichen Einwirkungen stark und mannigfach beeinflußten Erscheinungen der Temperatur und des Niederschlages, und daß also die Sturmwarnung, bei welcher Druck und Wind vorwiegend in Betracht kommen, unter wesentlich günstigeren Bedingungen bearbeitet werden kann, als die auf Temperatur und Niederschlag gerichtete Prognose, welche doch gerade für die Bedürfnisse der Landwirtschaft von besonderer Wichtigkeit ist. Gerade die vielen örtlichen Einflüsse und Besonderheiten, die für die Prognose des Binnenlandes beobachtet

werden müssen, können unmöglich an einer einzigen und für das ganze Land gemeinsamen Zentralstelle die gebührende Berücksichtigung finden, und es ist von vornherein eine wesentlich größere Sicherheit des Eintreffens bei denjenigen Prognosen zu erwarten, die nur für ein kleineres Gebiet aufgestellt wurden, und bei deren Herleitung man sowohl die Besonderheiten des örtlichen Klimas wie auch den jeweiligen örtlichen Witterungszustand beachten konnte. Durch solche Überlegungen wird es begreiflich, daß im Frühjahr 1884 die telegraphischen Prognosen der Seewarte zunächst aufhörten, um so begreiflicher, da ein Ersatz wenigstens für einige Staaten durch inzwischen geschaffene besondere Eigenschaften geboten wurde. Beibehalten wurde indessen diejenige Tätigkeit der Seewarte, welche der Versorgung inländischer Abonnenten mit dem telegraphisch verbreiteten tatsächlichen Beobachtungsmaterial gewidmet war, und neuerdings ist diese Tätigkeit gelegentlich der Einführung des öffentlichen Wetterdienstes noch wesentlich erweitert worden.

Es können nämlich seit dem 1. Mai 1911 an allen deutschen Telegraphenstationen zu den unten genannten ermäßigten Preisen die folgenden deutschen Abonnements-Wettertelegramme der Seewarte bezogen werden:

1. Das erste Wetter-Abonnement-Telegramm nach dem Schema

BBBWW SHTTA RB′B′VN,

die Morgenbeobachtungen von 58 Stationen enthaltend; es geht um $9^a 15'$ von Hamburg ab und kostet monatlich 20 *M.*

2. Das Abonnement-Extratelegramm nach demselben Schema, die Morgenbeobachtungen weiterer 21 Stationen enthaltend, geht um $9^a 45'$ von Hamburg ab und kostet monatlich 10 *M.*

3. Das Abonnement-Nachmittags-Telegramm nach dem Schema

BBBWW SHTTV′,

die Mittagsbeobachtungen (2^p) von 30 Stationen enthaltend, geht um 4^p aus Hamburg ab und kostet monatlich 10 *M.*

Darin bedeutet TT wie bei den oben erwähnten Nachmittagstelegrammen der deutschen Stationen die Temperatur, und V ebenso den Witterungsverlauf am Vormittag, ferner A die barometrische Tendenz auf ganze Millimeter abgerundet, wobei im Falle negativen Wertes 50 zu den Windziffern WW addiert wird. R gibt den seit 24 Stunden gefallenen Niederschlag in Stufenwerten an, wobei bedeutet: 0 = 0 mm, 1 = 0,1 bis 0,4 mm, 2 = 0,5 bis 2,4 mm, 3 = 2,5 bis 6,4 mm, 4 = 6,5 bis 12,4 mm, 5 = 12,5 bis 20,4 mm, 6 = 20,5 bis 31,4 mm, 7 = 31,5 bis 44,4 mm, 8 = 44,5 bis 59,4 mm, 9 = nicht gemeldet. V hat in der ersten Depesche bei den deutschen Stationen die vorher angegebene Bedeutung, bei den Auslandsstationen enthält es einige weitere Angaben deutscher Orte; und N ist die Einerziffer der laufenden Nummer, nach welcher die Stationen im Telegramm aufeinander folgen.

Diese Hamburger Nachrichten bilden die wesentliche Grundlage des nunmehr in ganz Deutschland eingerichteten öffentlichen Wetterdienstes. In einigen Staaten hatte man die Herausgabe von Wettervorhersagen und teilweise auch von Wetterkarten schon früher eingeführt, so im Königreich Sachsen 1878, in Bayern und Württemberg 1881, in Baden 1882, in Elsaß-Lothringen 1891; außerdem gab es noch mehrere private Anstalten, welche meist im Anschluß an Zeitungen einen Wetterdienst für begrenzte Gebiete ausführten. Seit 1906 besteht der öffentliche Dienst auf der Grundlage, daß die Seewarte samt den bei ihr eingehenden und abgesandten Depeschen sowie auch die Prognosendepeschen auf Reichskosten unterhalten und geleistet werden, während für die einzelnen Dienststellen mit ihrem Personal und ihrer Tätigkeit den Einzelstaaten die Erhaltung obliegt.

Den norddeutschen Dienstbezirken wurde bei der Begründung die Aufgabe übertragen, die Witterungsvorgänge fortlaufend zu verfolgen und täglich, einschließlich der Sonn- und Festtage, Mitteilungen über das eingetretene sowie über das zu erwartende Wetter auszugeben. Als Grundlage dienen dabei außer den Hamburger Wetterdepeschen noch telegraphische und Postkartenmeldungen aus dem eigenen Bezirke, die sowohl regelmäßig wie auch bei ungewöhnlichen Witterungsvorgängen (Wolkenbruch, Hagel, Gewitter) eingehen, ferner Meldungen über die Wasserstandsverhältnisse der wichtigsten, für den Bezirk in Betracht kommenden Flußläufe, und eigene Beobachtungen.

Auf Grund dieser Mitteilungen und Beobachtungen hat die Dienststelle täglich eine Wetterkarte herzustellen und mittels eines einfachen Verfahrens so rasch zu vervielfältigen, daß die gedruckte Karte, welche außer der synoptischen Zeichnung noch einige Beobachtungen aus dem Dienstbezirke (namentlich Wasserstände) sowie in Worten eine Übersicht der Witterung seit dem Vortage und die Vorhersage für den folgenden Tag enthält, bis 11^a versandbereit ist und unter Benutzung der Vormittagszüge früh genug verbreitet wird, um soweit als irgend tunlich noch bis zum Abend an alle Abonnenten zu gelangen. Die Hamburger Dienststelle (Seewarte) gibt seit dem 15. Oktober 1912 auch eine Abendkarte heraus, die das Wetter von 8^p darstellt und etwa um 9^p zur Versendung kommt. Sie ermöglicht zusammen mit der Morgenkarte eine wesentlich genauere Verfolgung des Witterungsganges, als die Morgenkarte allein, und gelangt außerdem auch am Vormittag nach denjenigen Orten, die nur einmalige Postbestellung am Morgen haben und daher die Morgenkarte erst am nächsten Tage erhalten können. Für diese Karten beträgt der Abonnementspreis meist 0,50 ℳ im Monat (nur im Straßburger Bezirk 0,60 ℳ, und in Bayern einschließlich Bestellgeld 1 ℳ), wozu noch 0,14 ℳ für die Postbestellung kommt. Im Weilburger Bezirk ist sogar versuchsweise der Preis einschließlich Bestellgeld auf 0,40 ℳ für Schulen herabgesetzt, sofern alle Schulen eines Schulbezirkes für das ganze Geschäftsjahr abonnieren.

Außerdem hat die Dienststelle täglich eine Vorhersage, die von Mitternacht zu Mitternacht gilt, aufzustellen und bis 11[a] bei der Telegraphenanstalt des Ortes in der nötigen Zahl von Exemplaren (für die verschiedenen Linien) einzuliefern, wobei die Prognose für bestimmte einzelne Teile des Bezirkes verschieden lauten kann. Nachdem man zuerst eine Abkürzung der Vorhersage durch Benutzung von Schlüsselworten versucht und hierbei ungünstige Erfahrungen gemacht hat, wird sie jetzt in offener Sprache gegeben, wobei die Höchstzahl von acht Worten vorgeschrieben ist und die durchschnittliche Wortzahl 5 nicht überschreiten soll. Während des Sommerdienstes (Mai bis einschließlich September) wird diese Prognose an allen deutschen Telegraphenanstalten kurz vor 12 Uhr mittags öffentlich angeschlagen und kann auch von den Telegraphenanstalten durch Fernsprecher gegen eine Gebühr von jedesmal 0,10 ℳ erfragt werden. Das Abonnement auf regelmäßige Zustellung der Vorhersage kostet bei Übermittelung durch Fernsprecher oder im regelmäßigen Briefbestellungsdienst monatlich 2 ℳ, vierteljährlich 4,50 ℳ, halbjährlich 8 ℳ; durch den Landbriefträger bzw. 3, 6,75 und 12 ℳ; durch Eilboten (außer etwaigen Botenkosten im Landbestellbezirk) 4, 9, 16 ℳ. Im Winter fällt das öffentliche Anschlagen der Vorhersagen fort.

Dieser ganze öffentliche Wetterdienst entspricht der Auffassung, daß es vornehmlich seine Aufgabe sein soll, die nicht strittigen und nicht auf Vermutung begründeten Tatsachen zu verbreiten, wie sie in der Wetterkarte enthalten sind und das wirklich eingetretene und beobachtete Wetter angeben. Dagegen soll es den Empfängern dieser Nachrichten überlassen werden, selbst die für die eigene Berufsarbeit nötige Vorhersage zu erwägen, und die von den Dienststellen verbreitete Prognose soll daher nur als Hinweis auf die in Betracht kommende und wahrscheinliche Auffassung der jeweiligen Wetterlage dienen. Wenn die wissenschaftlichen Meteorologen keineswegs den Ehrgeiz haben, unfehlbare Wetterpropheten zu sein oder zu werden, so liegt darin einerseits das Zugeständnis, daß zahlreiche Männer der Praxis durch langjähriges Land- oder Seeleben eine Fertigkeit im Beurteilen des kommenden Wetters gewonnen haben, die eben nur in langjähriger Erfahrung erlangt werden kann. Andererseits aber ist die wirkliche Wettervorhersagung tatsächlich leichter für den einzelnen Landbewohner, als für den Dienstleiter, nicht bloß weil der Bedarf des einzelnen sich auf die ihm wohlbekannten klimatischen und Wetterverhältnisse des eigenen Wohnortes und seiner allernächsten Umgebung bezieht, während der Dienstleiter die Wetterlage aller der verschiedenen Teile seines ganzen Dienstbezirkes kennen und in der Prognose berücksichtigen soll, sondern es muß auch der Dienstleiter bereits bald nach 10 Uhr vormittags mit seinen Überlegungen fertig sein und die Prognose absenden; der einzelne Empfänger der Wetterkarte kann noch mehrere Stunden vergehen lassen und inzwischen den Witterungsverlauf beobachten, ehe er das zu erwartende

Wetter in Erwägung zieht, und er kann namentlich für seine Beobachtungen noch die Mittagsstunden benutzen, in denen sich nach einem auf dem Lande weit verbreiteten Glauben „das Wetter entscheidet". Hiernach ist also als wesentliche Leistung des Wetterdienstes die rasche und billige Verbreitung der Wetterkarten anzusehen, weil sie den Empfänger instand setzt, die eigenen örtlichen Beobachtungen durch die Kenntnis der europäischen Wetterlage zu ergänzen und auf Grund dieser vollständigeren Anschauung des heutigen Wetters dasjenige von morgen zu vermuten. In diesem Sinne wurde eine tunlichst reichliche Verbreitung von Wetterkarten angestrebt, und um soweit als irgend möglich die Karte des einzelnen Tages noch bis zum Abend allen Beteiligten senden zu können, wurden die Verbreitungsbezirke allmählich verkleinert, indem man zu den ursprünglich begründeten Dienststellen noch Nebenstellen fügte, welche die Hamburger Depeschen ebenfalls empfangen und zur Herstellung von Wetterkarten benutzen, inbetreff der Vorhersagen aber an die Hauptstelle gebunden sind, mit der sie meist in telephonischer Verbindung stehen. Es sind zurzeit in Deutschland folgende Dienst- und Nebenstellen (diese in Klammern hinzugefügt) tätig: Hamburg (Flensburg, Oldenburg), Berlin, Königsberg, Bromberg, Breslau, Magdeburg, Frankfurt a. M. (Gießen, Saarbrücken), Ilmenau, Weilburg (Cassel, Koblenz), Aachen (Bonn, Dortmund), Dresden (Plauen, Wurzen, das aber keine Karten, sondern nur Prognosen versendet), München, Stuttgart, Karlsruhe, Straßburg. Von diesen 24 Orten werden im Sommer etwa 13000 Wetterkarten täglich verbreitet. Auf Taf. XXVI sind die Dienst- und Nebenstellen der norddeutschen Dienstbezirke angegeben.

Indem man gerade auf die Verbreitung und Benutzung der Wetterkarten so hohen Wert legte, rechnete man auf das anfangs noch keineswegs vorhandene Verständnis des großen Publikums für die Bedeutung dieser Karten. Darum wurde den Dienststellen von vornherein zur Pflicht gemacht, „nach Kräften dafür zu sorgen, daß Kenntnisse über die Aufgaben und Arbeitsweise des Wetterdienstes, sowie über die Grenzen seiner Leistungsfähigkeit im Publikum Verbreitung finden". Durch Vorträge, namentlich in landwirtschaftlichen und Lehrervereinen, sowie durch sonstige Bemühungen in Wort und Schrift haben die Dienstleiter sich in diesem Sinne bemüht und dürfen als Erfolg ihrer Arbeit wohl die dauernd hohe Abonnentenzahl der Wetterkarten ansehen.

Die Verbindung mit der landwirtschaftlichen Praxis wird dadurch erhalten, daß in den einzelnen Bezirken „Vertrauensmänner", meistens angesehene Landwirte, dauernd den Wetterdienst verfolgen und über ihre Ratschläge oder Wünsche mit dem Dienstleiter verhandeln.

Von dieser Schilderung, die sich hauptsächlich auf den norddeutschen Wetterdienst bezieht, weichen die im übrigen Deutschland vorhandenen Einrichtungen in manchen Einzelheiten ab, wie die folgenden Angaben zeigen.

Im Königreich Sachsen wurde im Jahre 1878 das „Meteorologische Bureau für Wetterprognosen" gegründet. Es befand sich zuerst in Leipzig, später in Chemnitz, ist seit 1905 in Dresden und erhielt 1906 die amtliche Bezeichnung „Königlich Sächsische Landeswetterwarte". Man empfängt dort die erste Abonnements- und die Extradepesche der Seewarte zwischen 9 Uhr 36 Minuten und 10 Uhr 11 Minuten; beide werden der Dienststelle durch Fernsprecher übermittelt und dienen samt Nachrichten aus dem Lande zur Herstellung einer Wetterkarte, eines Wetterberichtes und zur Aufstellung einer Vorhersage. Die Wetterkarte des öffentlichen Wetterdienstes wird $^1/_2$11 Uhr der eigenen Steindruckerei zur Vervielfältigung übergeben und bereits mit den Postzügen von 11 Uhr 40 Minuten ab befördert. Sie enthält außer der üblichen Darstellung der Luftdruckverteilung Angaben über Windrichtung und -stärke, Himmelsbedeckung und Temperatur der mit der ersten und zweiten Abonnements-Wetterdepesche eingehenden Stationen und außerdem den Pegelstand der Elbe, die Niederschläge von 13 sächsischen Stationen II. Ordnung und das Ergebnis der täglichen Pilotvisierung. Der Wetterbericht bringt alle in den beiden Abonnementstelegrammen enthaltenen Angaben der europäischen Stationen und außerdem ausführliche Wetternachrichten aus Sachsen. Seine Vervielfältigung erfolgt ebenfalls mittels Steindrucks. Die Beförderung der Wetterberichte durch die Post beginnt von 2 Uhr 36 Minuten ab. Die durchschnittliche Anzahl der Abonnenten auf beide Berichte beträgt ungefähr 600. Der Abonnementspreis für die Wetterkarte stellt sich auf 0,50 ℳ für einen Monat, derjenige für den Wetterbericht auf 2 ℳ für ein Vierteljahr. Acht Zeitungen in Leipzig, Dresden, Chemnitz, Freiberg und Bautzen erhalten täglich besondere Wetterberichte. Außerdem werden etwa 120 Zeitungen des Landes durch Vermittelung des Wolffschen Telegraphenbureaus Vorhersage und ausführliche Wetternachrichten zugängig gemacht. Die Zweigbureaus von Dresden und Chemnitz treten zu diesem Zwecke täglich telephonisch mit der Landeswetterwarte in Verbindung. Die Vorhersage findet Verbreitung durch das Telegraphenamt in Dresden. Sie wird im Sommer auf etwa 70, im Winter auf etwa 20 Leitungen befördert. Zwölf größere Bahnhöfe des Landes werden durch den Bahntelegraphen mit Wetternachrichten versorgt, die dort sofort nach Eingang ausgehängt werden. Für die Aufstellung von Sondervorhersagen ist Sachsen in fünf Prognosenbezirke geteilt worden. Diese sind die Lausitz, das Erzgebirge, Bezirk Dresden, Bezirk Leipzig und Vogtland. Seit dem Jahre 1909 sind zwei Wetterdienstnebenstellen ins Leben gerufen worden. Die eine befindet sich in Wurzen (Landwirtschaftliche Schule) und die andere in Plauen (Städtisches Vermessungsamt). Die erstere stellt Lokalvorhersagen nur während der Sommermonate auf und verbreitet diese durch Postkarten. Die letztere ist das ganze Jahr über in Tätigkeit und gibt auch täglich Wetterkarten für das Vogtland heraus.

In Bayern besorgt die Königl. bayerische meteorologische Zentralstation zu München seit dem 1. Mai 1881 die Herausgabe von Prognosen. Diese werden auf Grund der einlaufenden Beobachtungsnachrichten aufgestellt, zwischen 11 und 11½ Uhr telephonisch an das Telegraphenamt abgegeben und von diesem im vollen Wortlaut kostenlos durch das ganze Königreich verbreitet. Dies ist ermöglicht durch die Verlegung des telegraphischen „Zeitzeichens" auf 11¾ Uhr vormittags, welchem die Prognose unmittelbar angeschlossen wird. Alle Post- und Verkehrsanstalten sind demnach um 11 Uhr 50 Minuten im Besitz der Prognose und bringen sie durch Anschlag zur öffentlichen Kenntnis. Die „Münchener Zeitung" und die „München-Augsburger Zeitung" bringen in ihren kurz nach Mittag erscheinenden Blättern einen meteorologischen Vorbericht ohne Prognose, der Nachrichten aus Bayern, der Schweiz, Tirol und Österreich enthält. Die „Münchener Neuesten Nachrichten" veröffentlichen in ihrem Vorabendblatte den vollen Text der Wetterkarte und die Prognose. Die Wetterkarte wird täglich bis 11 Uhr fertiggestellt, verläßt um 12 Uhr die Druckerei und erreicht noch die meisten der großen zwischen 12 Uhr 15 Minuten und 1 Uhr abgehenden Züge, so daß auch recht entfernte Gebiete die Wetterkarte noch abends erhalten. Die Wetterkarte enthält auf der linken Seite die Luftdruckverteilung vom Morgen des betreffenden Tages, sowie zwei kleinere Kärtchen, auf welchen die Temperaturverteilung und die Luftdruckverteilung vom Abend des Vortages zur Darstellung gebracht ist; außerdem den als Begründung der Wetterprognose dienenden Text, der das Ziel verfolgt, langjährigen Lesern allmählich ein kleines Lehrbuch der Witterungskunde zu geben. Auf der rechten Seite geben umfangreiche Tabellen Aufschluß über die Morgenbeobachtungen an bayerischen und außerbayerischen Stationen. Der Bezugspreis dieser Wetterkarte beträgt bei freier Zustellung durch die Post 1 ℳ im Monat.

In Württemberg besteht seit Frühjahr 1881 ein Prognosendienst. Die Königl. Meteorologische Zentralstation in Stuttgart gibt seit 1903 alljährlich im Interesse der Landwirtschaft eine aus wenigen Schlagwörtern bestehende Wettervorhersage für den nächsten Tag um 10¼ Uhr vormittags aus, die vom 1. April bis Ende Oktober um 10½ Uhr vormittags mit dem „Zeitstrom" telegraphisch verbreitet und an allen Telegraphen- und Telephonstationen des Landes, vielfach auch an den Rathäusern und Bahnstationen öffentlich angeschlagen wird. Diese Prognose wird an Private gegen eine sehr geringe Gebühr weiter telephoniert. Zu gleicher Zeit wird eine motivierte Prognose festgestellt, die von mehreren weitverbreiteten und stark gelesenen Stuttgarter Zeitungen im Abonnement bezogen und unter Beigabe einer Auswahl von Wetternachrichten in- und ausländischer Stationen veröffentlicht wird.

Um 12¼ Uhr mittags wird eine Wetterkarte mit der erwähnten motivierten Wettervorhersage, jedoch ohne Tabelle, fertiggestellt, die alsbald zur Versendung auf dem Zeitungswege und durch Austragen oder

Abholen gelangt und so fast in allen Teilen des Landes, vor allem an den Eisenbahnstationen, noch am gleichen Tage erhältlich ist. Die Auflage der Wetterkarte beträgt etwas über 150 Exemplare. An öffentliche Institute, Schullehrseminare, landwirtschaftliche Bezirksvereine werden Freiexemplare abgegeben. Bezugspreis auf dem Zeitungswege einschließlich Bestellgeld vierteljährlich 1,80 ℳ, bei Abholen 1,50 ℳ. Eine Wettertabelle, die sämtliche bis 12 Uhr mittags eingelaufenen Wetternachrichten samt den telegraphisch bezogenen Mitteilungen der Drachenstation Friedrichshafen enthält, wird handschriftlich ausgefertigt und um $12^1/_2$ Uhr mit der Wetterkarte desselben Tages und der des Vortages am Eingange zum Dienstgebäude des Kgl. Statistischen Landesamtes, dem die Meteorologische Zentralstation untersteht, öffentlich angeschlagen.

In Baden hatte man, veranlaßt durch Anregungen aus landwirtschaftlichen Kreisen, schon 1882 ein Wetternachrichtenbureau zu Karlsruhe eingerichtet und von dort Wetterkarten mit Prognosen verbreitet, sowie auch telegraphische Vorhersagen ausgesendet. Das Interesse daran wurde aber immer geringer, und schon 1884 nahm man vom telegraphischen Aussenden der Prognosen Abstand. Die Wetterkarte wurde mehrere Jahre hindurch von der Karlsruher Zeitung täglich veröffentlicht, doch hat auch dies aufgehört. Auf Grund der Hamburger Nachrichten wurde die Karte regelmäßig gezeichnet und an einem öffentlichen Platz in Karlsruhe angeschlagen. Dazu wurde ein erläuternder Text abgefaßt, in dem seit 1891 Witterungsvorhersagen eingeflochten waren und welcher von fünf Karlsruher Zeitungen abgedruckt wurde.

Bei Einrichtung des öffentlichen Reichswetterdienstes wurde auch in Baden eine Wetterdienststelle errichtet und dem Zentralbureau für Meteorologie und Hydrographie in Karlsruhe angegliedert. Jeden Tag, auch an Sonn- und Feiertagen, werden seitdem in der Zeit vom 1. Mai bis 30. September Witterungsvoraussagen ausgegeben — in der Regel um $10^3/_4$ Uhr — und noch vor der Mittagsstunde an sämtlichen Post- und Fernsprechanstalten des Landes, seit Juni 1907 auch in einem kleinen Teil des südlichen Hohenzollern angeschlagen. In der Zeit vom 1. Oktober bis 30. April werden Voraussagen ebenfalls täglich, jedoch mit Ausnahme der Sonn- und Feiertage, ausgegeben und dem Telegraphenamt Karlsruhe zur Übermittelung an Abonnenten mittels Fernsprecher zugestellt. Seit dem Jahre 1907 verbreitet auch die Badische Eisenbahnverwaltung die Prognosen mittels der Bahntelegraphen und läßt sie an den größeren Bahnhöfen des Landes anschlagen.

Besondere Sorgfalt wird auf die rasche und möglichst gefällige Herstellung der täglichen Wetterkarte gelegt, die seit 1. April 1907 erscheint. Wiewohl die Telegramme in der Regel erst um 10 Uhr und 10 Uhr 20 Minuten eintreffen und nur zwei Personen sie verarbeiten, ist es doch möglich, bis längstens 11 Uhr die Wetterkarte druckfertig zu zeichnen und sie bis längstens 11 Uhr 45 Minuten beim Karlsruher Bahnhofspostamt aufzuliefern. Mit den um die Mittagsstunde abgehenden

Zügen wird sie weiter befördert — in der Richtung Freiburg—Basel mit einem Schnellzug —, so daß sie noch am gleichen Tage im größten Teile des Landes verbreitet ist. Die Wetterkarte erfreut sich steigender Beliebtheit, besonders seitdem der frühere Bezugspreis von 0,60 *M* auf 0,50 *M* herabgesetzt worden ist. Die Anzahl der (im Jahre) bezahlten Monatsabonnements war 1908 = 1559, 1909 = 1659, 1910 = 1746, 1911 = 1999, 1912 2257 (Höchstzahl 220 im September). Außerdem werden jeden Tag 20 weitere Exemplare für Tauschzwecke versandt.

Es ist unverkennbar, daß die Leistungen des Wetterdienstes immer mehr Beachtung und Anerkennung finden, allerdings mehr für den Ausflugsverkehr als für die Zwecke der Landwirtschaft.

Für Elsaß-Lothringen besteht seit 1891 eine Meteorologische Landesanstalt in Straßburg, mit welcher ein über das ganze Land ausgebreitetes Netz von meteorologischen Stationen verbunden ist. Aus den Beobachtungen dieser Stationen, die entweder telegraphisch oder durch Postkarten eingesandt werden, wird in Verbindung mit dem Nachmittagstelegramm der Seewarte zunächst um 9 Uhr eine Prognose abgeleitet, die verschiedenen Zeitungen des Landes zugesandt wird. Nachher beginnt unter Grundlage der weiteren Seewartendepeschen die Herstellung der Wetterkarte, nach welcher die Prognose für die Landwirtschaft (im Sommer telegraphisch verbreitet) hergestellt wird. Die Wetterkarte befindet sich um 12 Uhr mittags auf der Post und wird in alle Teile des Landes versandt. Die Prognose ist in den meisten Gegenden bereits während der späteren Nachmittagsstunden verbreitet. Die tägliche Auflage an Wetterkarten beläuft sich auf 200 Exemplare; der Abonnementspreis beträgt monatlich 0,60 *M*. Ferner besteht ein regelmäßiger telegraphischer Luftwarnungsdienst für die umliegenden militärischen Luftschiffertrupps, Flieger- und Lenkballonstationen, Luftfahrervereine und Luftverkehrsgesellschaften.

Außer diesem allgemeinen Wetterdienst hat man in Deutschland auch noch Einrichtungen getroffen, welche einzelnen besonderen Zwecken dienen, so namentlich der Luftschiffahrt. Gelegentlich der Internationalen Luftschiffahrtausstellung in Frankfurt a. M. 1909 („Ila") wurde mit Pilotaufstiegen, telegraphischen Gewittermeldungen und täglich zwei- bis dreimal angefertigten Wetterkarten samt entsprechenden Prognosen die Wichtigkeit und Nützlichkeit eines Luftschiffer-Warnungsdienstes gezeigt, der sich hauptsächlich auf die Windverhältnisse der Höhe und auf Gewitter und Nebel beziehen soll. Als Zentralstelle für diesen Dienst sind das Aeronautische Observatorium in Lindenberg [Bongards (511)] und die Wetterdienststelle in Frankfurt a. M. tätig.

An einer Anzahl von Stationen finden Pilotaufstiege statt, und zwar in den Monaten Mai bis September spätestens um 7^a an jedem geeigneten Tage, auch Sonntags; ist die Erreichung einer Höhe von wenigstens 1000 m nicht zu erwarten, so unterbleibt der Aufstieg oder wird doch nicht weitergemeldet. Die Ergebnisse werden seit dem 1. Juni

1912 nach einem chiffrierten Schema von den Hauptpilotstationen Aachen und Bremen und von den Nebenpilotstationen Weilburg und Ilmenau, sowie von Straßburg, Friedrichshafen und München nach Frankfurt a. M. telegraphiert, von den Hauptpilotstationen Hamburg, Magdeburg, Berlin, Königsberg, Breslau und den Nebenpilotstationen Bromberg und Dresden nach Lindenberg. Beide Zentralen stellen aus den bis $9^a\,20'$ (im Winter bis 2^p) eingehenden Pilotdepeschen je ein Sammeltelegramm zusammen, das spätestens um $9^1/_2{}^a$ (im Winter $2^1/_2{}^p$) an sämtliche Wetterdienststellen und nach Bremen abgeht. Das Lindenberger Observatorium erhält außerdem alle später einlaufenden Pilotmeldungen von Frankfurt a. M. um 1^p (im Winter um 4^p) und übermittelt seinerseits allen preußischen Wetterdienststellen um etwa 2^p die aus den vormittags (außer Sonntag) stattfindenden Drachen- und Fesselballonaufstiegen gewonnenen Werte der Temperatur, Feuchtigkeit, Windrichtung und Stärke, sowie Angaben über Inversionen.

In Verbindung mit den sonst eingehenden Nachrichten, die Lindenberg gleich den öffentlichen Wetterdienststellen empfängt, dienen diese Angaben dazu, um mehrmals täglich Wetterkarten zu entwerfen, in denen Druck und Temperatur samt ihren Änderungen (z. B. in 24-, 12- und 3-stündigen Isallobaren) zur Darstellung kommen. In Lindenberg wird um 11^a eine Prognose und um 5^p eine zweite (diese bis zum folgenden Mittag geltend) aufgestellt und nach Bedarf versendet, ähnlich in Frankfurt a. M.

Besondere Einrichtungen gelten dem Gewitter-Warnungsdienst für Luftschiffer. Von zunächst 20, später 32 westdeutschen, sowie einigen belgischen und niederländischen Stationen erhält die Dienststelle Aachen telegraphische Meldungen über Ausbrechen und Zugrichtung von Gewittern; ferner berichten von über 600 deutschen Postämtern 2. und 3. Klasse, deren Vorsteher meist im Postamt wohnen, 212 an Frankfurt, die übrigen an Lindenberg über Gewitter, und endlich 18 Postämter an Lindenberg, sowie 6 davon auch an Frankfurt über atmosphärische Störungen der Telegraphenleitungen. An den beiden Zentralen werden die einlaufenden Gewittermeldungen in große Karten eingetragen und danach jede Wetterdienststelle, deren Bezirk von einem Gewitter, einer Böe oder dergleichen bedroht ist, durch ein Sammeltelegramm gewarnt, das Zeit, Ort, Zugrichtung und, wenn möglich, auch die Fortschreitungsgeschwindigkeit des gemeldeten Phänomens enthält. Die Dienststellen sowie die Zentralen geben nach Bedarf an die Luftschiffer ihres Bezirks Prognosen und Warnungen aus. Für eine telegraphische Prognose werden 5 ℳ bezahlt, für eine telephonische sowie für eine Gewitterwarnung 2 ℳ. Es wurden insgesamt für Zwecke der Luftschiffahrt im Jahre 1911 479 Prognosen ausgegeben, im Jahre 1912 bis zum 15. September 442 Prognosen und 94 Warnungen.

Von außerdeutschen Einrichtungen können wir, nach Ländernamen alphabetisch geordnet, folgende Angaben zusammenstellen.

In Algier empfängt das zur Universität gehörige Zentralbureau des Wetterdienstes zwischen 8 und 11^{a} telegraphisch die chiffrierten Beobachtungen von 68 meist afrikanischen Stationen und zwischen 1 und 2^{p} in drei Sammeldepeschen aus Paris die europäischen Beobachtungen. Um 2^{p} wird die Prognose telegraphisch in Algerien verbreitet und zugleich die tägliche Wetterkarte in 200 Exemplaren an den Hauptgebäuden der Stadt angeschlagen und versendet. Die Abonnenten haben nur die Postgebühr zu zahlen. Am 1. Januar 1913 soll das Bureau in das Universitätsgebäude übersiedeln und wesentlich erweitert werden, namentlich für die Zwecke der Landwirtschaft.

Belgien. Das Königliche Observatorium in Uccle bei Brüssel empfängt eine Hamburger Sammeldepesche mit Nachrichten von 26 Stationen gewöhnlich vor 9^{a}, ferner die Morgenbeobachtungen von 7 belgischen, 4 englischen, 4 holländischen und 9 französischen Orten, die Beobachtungen von 2^{p} des Vortages aus 6 und diejenigen von 6^{p} aus 21 westeuropäischen Stationen, dies alles bis gegen $9^{1}/_{4}{}^{a}$, so daß von $9^{1}/_{2}{}^{a}$ ab eine Übersicht an die Häfen und eine Prognose für den folgenden Tag an die Gemeinden und sonstigen Interessenten, die es wünschen, versendet werden kann. Außerdem erhalten die Häfen nach Bedarf telegraphische Sturmwarnungen. Seit dem 1. Januar 1909 hat man den Wetterdienst nach dem Brüsseler Haupttelegraphenamt verlegt, um die Wetterkarten schneller zu verbreiten. Diese enthalten Druck und Temperatur von 7^{a}, Luftdruck vom Vorabend 6^{p} und gelangen zwischen 10 und $10^{1}/_{4}{}^{a}$ an den Drucker behufs autographischer Vervielfältigung. Die fertigen Karten werden vor 12 Uhr der Post übergeben, kommen im Brüsseler Bezirk gegen $1^{1}/_{2}{}^{p}$ und im übrigen Lande meistens bis zum Abend zur Ausgabe. Ihr Preis ist jährlich 12 frcs. in Belgien, 20 frcs. innerhalb des Weltpostvereins.

Canada hat in Toronto eine Zentralstelle für den Witterungsdienst. An 5 neufundländer und 39 kanadischen Stationen wird täglich zweimal, um 8^{a} und um 8^{p} (Simultanzeit, bezogen auf den 75. Meridian), beobachtet. Diese Depeschen sind um $9^{1}/_{2}{}^{a}$ in Toronto, von ihnen werden etwa zwei Drittel sogleich nach Washington im Austausch gegen dortige Nachrichten von etwa 100 Stationen übermittelt. Um $9^{3}/_{4}{}^{h}$ morgens und abends ist die Karte gewöhnlich vollendet; um $10^{1}/_{4}{}^{a}$ werden die Prognosen für alle ostwärts vom Felsengebirge liegenden Landesteile ausgegeben und gratis an etwa 2000 Stationen telegraphiert. Etwa 235 Exemplare der Morgenkarte werden gedruckt und gratis an Firmen, Schulen, öffentliche Gebäude, landwirtschaftliche Anstalten und Einzelpersonen versendet, welche die Karte öffentlich ausstellen. Nur wer für persönlichen Gebrauch die Karte wünscht, hat den „nominellen" Abonnementspreis von 4 Dollar (17 *M*) zu zahlen. Im Sommer telegraphieren 27 „Extrastationen" in Manitoba, Saskatschewan und Alberta ihre Beobachtungen täglich nach Winnipeg, und diese Angaben werden zusammen mit denjenigen der westlichen Stationen zahlreichen Orten

dieser Provinzen telegraphisch übermittelt. Für die Hissung von Sturmsignalen bestehen an den großen Seen 31, an der St. Lorenzbai und der Atlantischen Küste 74 Sturmwarnungsstationen. Seit 1909 wird von Toronto aus auch Neufundland mit täglichen Morgen- und Abendprognosen sowie mit Sturmwarnungen versehen. Seit Januar 1912 empfängt die Zentralstelle in Toronto täglich Morgendepeschen aus Europa (16), Asien (17) und Amerika (8), nach denen die Wetterkarte für einen großen Teil der nördlichen Erdhälfte gezeichnet wird. Dies hat sich überaus nützlich für das Verständnis des Witterungsverlaufes wie auch für den Prognosendienst erwiesen.

Für Britisch-Columbia ist in Viktoria (an der pazifischen Küste) seit November 1898 ein besonderer Dienst tätig.

China hat an den Küsten Sturmwarnungs- und Wettersignale in Gebrauch. Vom Observatorium in Zikawei werden an eine Anzahl von Küstenstationen Nachrichten gesendet, wonach den vorüberfahrenden Schiffen durch optische Signale Kenntnis über die allgemeine Wetterlage und ihre zu erwartenden Veränderungen gegeben wird. Dabei werden fünf verschiedene Formen der optischen Signale verwendet, welche den Ziffern 1 bis 5 entsprechen und zur Bezeichnung für die Stelle des Sturmzentrums dienen. Hierfür ist das ganze in Betracht kommende Gebiet in etwa 300 Teile zerlegt, die mit dreistelligen Zahlen bezeichnet sind und durch je drei Signalkörper angegeben werden, während zwei andere Signalkörper die mutmaßliche Bewegungsrichtung des Sturmes bezeichnen. Das Observatorium in Hongkong hißt an den von ihm versorgten Stationen als Signale Trommel, Kegel und Ball, die in schwarzer und roter Farbe die genauere Bezeichnung des erwarteten Taifun zeigen. Steht dessen Ausbruch unmittelbar bevor, so wird ein schwarzes Kreuz gehißt und außerdem werden dann von der Hafenpolizeistation drei Kanonenschläge mit je 10 Sekunden Abstand gelöst und vom Hafenamt wiederholt. Nachts benutzt man rote und grüne Lichter zur Sturmwarnung.

Ein besonderer Wetterdienst ist im deutschen Kiautschougebiet eingerichtet, wo sich an dem Observatorium zu Tsingtau eine meteorologische Station I. Ordnung befindet, außerdem 9 Nebenstationen etwa II. Ordnung. Es gehen dort telegraphisch die Beobachtungsergebnisse von 6 ostasiatischen Stationen sowie funkentelegraphisch diejenigen aller nicht gerade in Tsingtau liegenden Schiffe des deutschen Geschwaders ein, ferner Sammeldepeschen von Shanghai (14 Stationen), Tokio (12) und Chemulpo (10), letztere funkentelegraphisch. Diese Angaben beziehen sich auf 6^a (Küstenzeit), die japanischen auf 5^a. Sie werden zur Herstellung einer Wetterkarte benutzt, die etwa um 12^h fertig ist und samt Prognose hektographisch vervielfältigt an die Schiffe und zu den öffentlichen Wetterkästen ausgetragen wird. Eine Karte für 2^p wird auf Grund der von 19 Stationen und den deutschen Kriegsschiffen eingehenden Depeschen gezeichnet, aber nicht vervielfältigt.

Wetterlage und Prognose werden um 2p für die Zeitungen funkentelegraphisch ausgegeben. Außerdem werden Sturmwarnungen, wie in Zikawei (s. o.) gehißt. Bei Taifungefahr steht das Observatorium Tag und Nacht mit den Kriegsschiffen in funkentelegraphischer Verbindung, woraus sich für beide Teile erhebliche Vorteile ergeben.

Dänemark. In Kopenhagen werden auf Grund der telegraphischen Witterungsberichte aus Dänemark und den Nachbarländern dreimal täglich Übersichtskarten der Witterung von Nordwest- und Mitteleuropa veröffentlicht, welche sich auf 8a, 2p und 7p beziehen und außer der synoptischen Darstellung noch tabellarische und graphische Angaben samt einem erläuternden Text enthalten. In 800 Exemplaren kommen diese Karten um $10^1/_2$a, 6p, $10^1/_2$p zur Ablieferung an die Post; die Nachmittags- und Abendkarte wird im Laufe der Nacht an sämtliche staatlichen Bahnhöfe und Telegraphenanstalten versendet und dort öffentlich angeschlagen. Ändert sich das Wetter anders, als im Text der Karte vorgedruckt ist, so sendet das Kopenhagener Meteorologische Institut ein „Unruhetelegramm“ an alle diejenigen Stellen, welche die Karte empfangen haben. Der Abonnementspreis für jede der drei Karten beträgt vierteljährlich 1,50 bis 1,55 Kronen (1,68 bis 1,74 ℳ); auch auf die Unruhetelegramme kann man abonnieren und zahlt dann für jede dieser Depeschen 0,25 Kronen (0,28 ℳ). An diejenigen Telegraphenstationen, welche zu weit von Kopenhagen entfernt sind, um die Wetterkarte noch am Vormittag mittels Post zu erhalten, wird ein kurzer Wetterbericht samt Prognose (etwa 30 Worte) täglich um 10a telegraphiert, den sie alsdann öffentlich aushängen. Die Kopenhagener Zeitung „Nationaltidende“ druckt die Morgenkarte in ihrer Abendausgabe ab.

An der Küste sind 11 Sturmwarnungsstationen mit den Einrichtungen für Tages- und Nachtsignale nach internationalem Muster eingerichtet. Ihnen wird täglich um 10a der vorher schon erwähnte kurze Wetterbericht telegraphiert, sowie auch im Laufe des Tages andere Berichte. Das Meteorologische Institut in Kopenhagen beordert sowohl das Hissen wie auch die Abnahme der Sturmwarnungssignale. Ein Semaphor auf Skagen zeigt von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang die augenblicklichen Windverhältnisse auf Anholt und Hanstholm. In Thorshavn (Färöer Inseln) ist eine Sturmwarnungsstation, welche außer Sturmwarnungstelegrammen auch täglich um 10a mittels Codetelegramms eine Übersicht über die Wetterlage der Nordsee erhält. Diese Übersicht und eventuelle Sturmwarnungen werden von Thorshavn telephonisch über die Inselgruppe zum öffentlichen Anschlag verbreitet. An mehreren dänischen Sturmwarnungsstationen werden besondere Signalflaggen gehißt, so lange an gewissen Küstenstationen Wind von mehr als Stärke 7 weht.

England. Das Meteorological Office in London empfängt täglich zwischen $7^1/_2$ und $9^1/_2$a 70 Wetterdepeschen, nachmittags 7 und abends 34. Dreierlei Prognosen für Großbritannien werden daraufhin ausgegeben:

1. Um 10^a für 24 Stunden, d. h. bis zum Mittag des folgenden Tages gültig, namentlich für die frühen Ausgaben der Abendzeitungen bestimmt, außerdem für Klubs, Behörden (House of Commons, House of Lords, Board of Trade usw.).

2. Während der Monate Juni bis September wird um $2^1/_2{}^p$ auf Grund der Morgen- und Nachmittagsdepeschen eine Prognose für den folgenden Tag von 6^a bis 9^p aufgestellt, im Meteorological Office öffentlich angeschlagen und an die Abonnenten telegraphiert. Diese haben lediglich die Depeschenkosten (12 Worte, wovon 2 die Adresse bilden) mit 1 Sixpence, d. i. etwa 0,50 ℳ, täglich zu zahlen.

3. Um $8^1/_2{}^p$ wird auf Grund aller eingegangenen Nachrichten eine Prognose für den nächsten Tag hergeleitet und gratis an die Zeitungen und deren Agenturen gegeben.

Die Morgen- und Abendprognosen werden der Admiralität zur funkentelegraphischen Weitergabe an alle Kriegsschiffe übermittelt.

Man kann für jährlich 10 Schilling und die Übermittelungskosten auf eine an jedem Werktage einmal zu übermittelnde Prognose abonnieren. Auch ist es angängig, durch Depesche mit bezahlter Antwort die neueste Prognose für den eigenen Distrikt telegraphisch (Adresse und 10 Worte) zu erhalten, wofür außer den Depeschenkosten 1 Sixpence zu zahlen ist. Sturmwarnungen werden nach Bedarf telegraphisch zur Küste gesandt.

Das ganze Land (England, Schottland und Irland) ist in 11 Bezirke geteilt, für welche die meist verschieden lautenden Prognosen sämtlich in London aufgestellt werden.

Die Wetterkarte wird um 11^a zur Druckerei gebracht, lithographiert und um 1^p fertig der Post und den Boten übergeben. Sie wird in etwa 800 Exemplaren verbreitet und kostet jährlich 1 Pfund Sterling (20 ℳ). In der Morgenausgabe der „Times" erscheint die Wetterkarte des Vorabends. Außerdem veröffentlicht das Meteorologische Institut auch noch Wochenberichte mit Karten, monatliche Karten des Nordatlantischen Ozeans, klimatologische Studien u. a.

In Finland sind bereits seit November 1885 täglich Wetterkarten gezeichnet und in zwei Zeitungen veröffentlicht worden. Seit 1887 wurden von Helsingfors Isobarentelegramme an einige Orte gesendet und dort die gezeichnete Wetterkarte ausgehängt. Prognosen wurden bisher auf Verlangen und gegen Ersatz der Depeschenkosten telegraphisch versendet, waren aber selten begehrt, während telephonische Anfragen an die Zentralanstalt in Helsingfors häufig kamen. Seit Juli 1912 wird eine Prognose regelmäßig telegraphisch verbreitet, und zwar chiffriert in fünf Buchstaben für die Angabe von Windrichtung, Windstärke, Temperatur, Bewölkung und Niederschlag.

Frankreich. Das in Paris befindliche Bureau Central Météorologique de France empfängt die französischen und ausländischen Wetter-

depeschen meistens bis 10^a. Für Marinezwecke wird an vier Küstendistrikte (Manche, Bretagne, Océan, Méditerranée) täglich um 10^a eine auf Windrichtung und -stärke bezügliche Prognose und eine Übersicht der Druckverteilung in Worten sowie nötigenfalls eine Sturmwarnung gratis telegraphiert. Zur nämlichen Zeit kommt eine für die landwirtschaftliche Bevölkerung bestimmte telegraphische Prognose zur Ausgabe, welche sich auf Windrichtung, Himmelszustand einschließlich Niederschlag und Temperatur bezieht und für sämtliche acht Distrikte des Landes in Paris aufgestellt wird. Die Gemeinden, welche auf diese Depesche abonnieren, zahlen für die sechs Sommermonate 20 Frcs., für das Jahr 40 Frcs. Im Anschluß an das um $10^3/_4{}^a$ täglich vom Eiffelturm funkentelegraphisch versendete Zeitsignal wird von ebenda eine chiffrierte Depesche abgeschickt, welche Luftdruck, Wind und Seegang von Reykjavik (Island), Valentia (Irland), Ouessant (Frankreich), Coruña (Spanien), Horta (Azoren) und Miquelon (Neufundland) enthält, ferner werden dreimal täglich für Zwecke der Luftschiffahrt die Beobachtungen des Eiffelturms über Windrichtung und -stärke, Tendenz des Windes und des Druckes drahtlos telegraphiert. Um 5^p kommt die fertige Wetterkarte zur Ausgabe und kostet in Frankreich 36 Frcs., im Auslande 52 Frcs. jährlich.

Neben diesen staatlichen Einrichtungen werden in einzelnen Bezirken auch private Prognosen verbreitet, so von Abbé Raclot in Haute-Marne und vom Direktor des Observatoriums auf dem Pic du Midi, Marchand, in Bagnères de Bigorre.

Holland. An dem zu De Bilt bei Utrecht befindlichen Königlich Niederländischen Meteorologischen Institut gehen folgende Wetterdepeschen ein: Morgens zwischen 8 und $10^1/_2{}^h$ Ortszeit von 49 Stationen, worunter 4 holländische, welche vor $10^1/_2{}^h$ eine zweite Depesche für $9^1/_2{}^a$ M. E. Z. schicken; mittags von 9, abends von 24 (im Sommer 19) Stationen.

Die Morgenprognose, gültig vom Abend desselben bis zum Abend des nächsten Tages, wird um 10 bis $10^1/_2{}^a$ aufgestellt und direkt an die Abonnenten telegraphiert. Die Abonnementsbedingungen für Zeitungen (etwa 70 Abonnenten) sind folgende: Die vollständige Wetterdepesche, bestehend aus 23 mal zwei Gruppen zu fünf Ziffern für 23 Stationen, Übersicht und Prognose in 15 bis 20 Worten kostet jährlich 10 Gulden (etwa 17 ℳ), Übersicht und Prognose allein 5 Gulden. Einzelpersonen erhalten die Wetterdepeschen nur gegen Zahlung der vollen Telegrammkosten, können aber gegen Vorauszahlung von 10 Gulden die Depeschen an den von ihnen anzugebenden Tagen zur späteren Abrechnung erhalten.

Auf Kosten des Instituts geht die erstgenannte Depesche nach vier Hauptstationen des Instituts, drei Marineautoritäten und drei Häfen; die zweite (Prognose) an 24 Häfen. Außerdem wird die Prognose im Sommerhalbjahr (1. Mai bis 31. Oktober) an eine wachsende Zahl

Adressen (jetzt 70) in Landwirtschaftszentren geschickt, wo sie öffentlich angeschlagen wird, ebenso an alle Telegraphenämter, wo sie behufs Beförderung an die Abonnenten eintrifft.

Eine Wetterkarte wird in etwa 500 Exemplaren um $12^1/_2{}^p$ in Utrecht zur Post besorgt. Die Abonnenten (etwa 180) zahlen 3 Gulden (5 ℳ) jährlich; ein großer Teil der unentgeltlich abgegebenen Exemplare wird öffentlich angeschlagen.

Abends um 8 bis $8^1/_2{}^h$ wird eine zweite Prognose, gültig vom Morgen bis zum Abend des nächsten Tages, an die großen Zeitungen telegraphiert und in die Morgenausgaben aufgenommen.

Der Signaldienst an der Küste wird von der Filialanstalt in Amsterdam besorgt.

Beide Filialen, in Amsterdam und Rotterdam, publizieren eine Wetterkarte, letztere auch eine Prognose, für lokale Zwecke.

Japan. Der dortige Witterungsdienst ist 1882 von einem Deutschen, E. Knipping, eingerichtet worden. An das Meteorologische Zentralobservatorium in Tokio berichten 94 japanische Stationen telegraphisch über ihre um 6^a, 2^p und 10^p (Simultanzeit des 135. Meridians) angestellten Beobachtungen. Davon melden 60 ihre Beobachtungen dreimal täglich, die 34 übrigen telegraphieren nur morgens. Ferner senden 14 koreanische und mandschurische Stationen dreimal, 11 chinesische zweimal (früh und mittags) täglich ihre Beobachtungen nach Tokio, und über besondere Erscheinungen, Sturm usw. wird von den inländischen Stationen nach Bedarf telegraphisch berichtet. Alle diese Depeschen sind chiffriert nach dem internationalen Ziffernsystem und werden gratis sowie mit Vorrang vor sonstigen Depeschen befördert. Außerdem gehen noch drahtlose Depeschen von japanischen Handels- und Kriegsschiffen ein. An der Zentralstelle in Tokio trägt man die eingehenden Nachrichten sogleich in eine Wetterkarte ein und stellt für die zehn Bezirke, in welche das Land geteilt ist, Prognosen auf, die von abends 6^h bis zur gleichen Stunde des folgenden Tages gelten. Diese allgemeinen Prognosen werden gewöhnlich um 8^a samt einer Wetterübersicht an die Bezirksstationen telegraphiert, welche ihrerseits unter Berücksichtigung der eigenen Beobachtungen eine Prognose für den Bezirk aufstellen. Von 11^a ab wird diese durch die Polizeibehörden sowie durch Telephon, Telegraph und Zeitungen verbreitet, außerdem auch durch Signale unter Anwendung von 13, nach Form und Farbe verschiedenen Flaggen. Ferner hat man Semaphorstationen und Sturmwarnungsstellen, welche durch besondere Signale (Sturmball, Zylinder, Kegel; nachts Laternen) bevorstehenden Sturm und Unwetter verkünden; am Ende des Jahres 1910 gab es 501 solche Sturmwarnungsstationen. Eine lithographierte Wetterkarte erscheint täglich etwa um 1^p, sie wird in ungefähr 200 Exemplaren an die Bezirksstationen, Behörden, Zeitungen usw. durch die Post versendet. Außer der synoptischen Karte vom Morgen des gleichen Tages enthält sie auch diejenigen vom Mittag und Abend

des Vortages, dazu Tabelle, Übersicht und Prognose in japanischer Sprache. Im Abonnement kostet die Karte täglich 3 Sen (0,06 ℳ) einschließlich Porto.

Italien. Die europäischen Wetterdepeschen kommen in Rom bis 10^a an. Von dort wird eine auf Himmelszustand, Niederschlag und Gewitter, Wind, Seegang, zuweilen auch auf Temperatur (besonders Frühjahrsfröste) bezügliche Prognose um $2^1/_2{}^p$ telegraphisch an die Meteorologischen Stationen, Häfen, Signalstationen und an die abonnierten Gemeinden abgesandt und in den letzteren durch Aushang bekannt gemacht. Der Preis beträgt täglich 50 Cent. (0,40 ℳ). Ein lithographierter Wetterbericht, welcher den Witterungszustand von 8^a im Winter, von 7^a im Sommer wiedergibt, wird um 7^p ausgegeben und kostet 16 Lire (12,80 ℳ) jährlich. Er enthält drei Wetterkarten; zwei davon zeigen für Italien die Isothermen und die Isobaren samt Witterungszustand, die dritte gibt die Isobaren von Europa.

Mexiko. Das Meteorologische Zentralobservatorium in Mexiko empfängt täglich zweimal von allen Observatorien und Stationen des Landes telegraphische Mitteilung der um $6^h\,23'$ früh und abends (Simultanzeit von Mexiko, gleich 8^h des 75. Meridians westl. von Ferro) angestellten Beobachtungen, außerdem zwei Depeschen aus Galveston, enthaltend Beobachtungen und Übersicht aus dem Gebiet der Vereinigten Staaten, und zwei Depeschen aus Havana mit den dortigen Beobachtungen. Alle diese Telegramme werden gratis befördert. Die Morgenbeobachtungen werden in einer Wetterkarte dargestellt, welche in 250 Exemplaren hektographisch vervielfältigt und gratis an die Stationen sowie auf Wunsch an einzelne Personen und Körperschaften und an einige auswärtige Observatorien geschickt wird. Außerdem wird diese und die Abendkarte in der Hauptstraße von Mexiko öffentlich angeschlagen. Auf der Morgenkarte ist die Prognose enthalten und gilt für die 24 Stunden, welche um $6^h\,23'$ früh am folgenden Tage beginnen. Also gilt z. B. die heute veröffentlichte Prognose für die Zeit von morgen früh bis übermorgen früh. Verbreitet wird diese Prognose außerdem seit April 1903 durch Abstempelung aller Briefe. Das Zentralobservatorium teilt den örtlichen Postverwaltungen die Prognose mit, und darauf wird den auszugebenden Briefen ein Stempel aufgedrückt, der in wenigen Worten die Vorhersagung enthält. Im ganzen sind 32 verschiedene Stempel im Gebrauch.

In den Häfen des Landes wird seit August 1904 mittels zahlreicher Flaggensignale (nachts durch eine kleinere Zahl von Lampenkombinationen) der zu erwartende Wind nach Richtung und Stärke verkündet, außerdem benutzt man nach Bedarf Sturmwarnungssignale.

Norwegen. Die in Kristiania befindliche Zentralstelle erhält täglich 66 Depeschen aus Europa (Atlantic, Island bis Rußland, Spitzbergen bis Florenz) und auf Grund dieser Nachrichten wird bis 11^a die Wetterkarte gezeichnet. Die daraus hergeleitete Prognose wird um $11^1/_4{}^a$ telegraphisch und telephonisch verbreitet, außerdem in Kristiania, im Sommer

an den Bahnhöfen und Eisenbahnzügen, sowie im östlichen Teil des südlichen Norwegens durch optische Signale (Dreieck: trocken; Dreieck über Viereck: unsicher; Viereck: Regen; Viereck über Dreieck: Aufklärung, vielleicht böig). Ein täglicher Wetterbericht mit Beobachtungen, Wetterkarte und Prognose wird gedruckt und in Kristiania an mehreren Stellen angeschlagen. In den Zeitungen wird der Inhalt des Wetterberichtes mitgeteilt, zum Teil mit Karte. Alle diese Leistungen des Meteorologischen Instituts geschehen gratis.

Seit Anfang des Jahres 1904 ist die früher in Kristiania befindliche Leitung der Sturmwarnungen an die neu gegründete Station Bergen übergegangen, welche selbständig auf Grund der telegraphischen Wetternachrichten das Zeigen der Signale (Kegel, Kugel, Flaggen) anordnet. Eine Funkspruchverbindung mit Schiffen wird angestrebt.

Österreich. Die k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien erhält im Verlaufe eines jeden Vormittags von 166 meteorologischen Stationen in Europa gebührenfreie Nachrichten, abgefaßt nach dem internationalen Schema. Auf Grund dieser Daten werden für jeden Morgen die Wetterkarte, die Temperaturkarte, die Isallagenkarte (Karte der barometrischen Tendenz), die Regenkarte und außerdem die Isallobaren- und Isallothermenkarten für das 24-stündige Intervall gezeichnet; die Prognose wird auf Grund dieser Karten für 12 Bezirke, in welche Österreich eingeteilt wurde, aufgestellt. Für die Häfen der Adria gibt das k. k. maritime Observatorium in Triest die Wetterprognosen ab. Das Wetterprognosentelegramm, welches um $12^1/_2{}^p$ von Wien abgegeben wird, enthält zehn chiffrierte Worte (für jeden Prognosenbezirk eines von je fünf Buchstaben) und wird als Anhang zum Kurstelegramm an alle k. k. Staatstelegraphenämter unentgeltlich abgegeben; außerdem erhalten alle Staatsbahndirektionen und die Direktion der k. k. priv. Südbahn dieselben Prognosentelegramme wie die k. k. Staatstelegraphenämter, die sie dann an alle Stationen ihrer Bahnen abtelegraphieren. Die Prognosen sind an allen Postämtern und Eisenbahnstationen allgemein zugänglich dechiffriert ausgehängt.

Die Wetterkarte gelangt mit den Abendpostzügen zur Versendung und kostet monatlich 3 Kronen (2,55 ℳ).

Für den Zentralhafen Pola ist bei dem dortigen Hydrographischen Amte der k. k. Kriegsmarine der meteorologische Dienst in folgender Weise eingerichtet.

Um 4^p gelangt die Europa-Wetterkarte zur Ausgabe. Für diese werden die Daten von vier gegen 2^p aus Wien einlaufenden Sammeltelegrammen, ferner die Daten von Einzeltelegrammen aus 12 inländischen Küstenstationen, aus 17 russischen und 11 italienischen Stationen, sowie aus Madrid, Malta, Korfu und Athen benutzt: zusammen von 36 inländischen und 76 ausländischen Stationen. Außerdem wird eine Prognose für die nächsten 24 Stunden hinzugefügt, sowie die Ablesungen für 2^p desselben Tages von sechs inländischen Küstenstationen (Triest, Pola,

Porer, Lesina, Lissa und Punta d'Ostro) in einer eigenen Zusammenstellung angegeben.

In Ungarn wird von Budapest aus eine Prognose durch Wetterbericht und Zeitungen sowie außerdem telegraphisch verbreitet. Das Haupttelegraphenamt erhält etwa um $11^1/_2{}^a$ die Prognose, worauf sie an sämtliche Telegraphenlinien weitergegeben und an 400 Postämtern öffentlich ausgehängt wird. Dies alles geschieht amtlich und gratis. Nach Bedarf lautet für den Norden, Osten, Süden, Westen des Landes die Vorhersagung verschieden, indessen ohne feste Abgrenzung der Prognosenbezirke.

In Rumänien wird täglich mittags eine gedruckte Wetterkarte an die Zeitungen und „Autoritäten" ausgegeben, welche auf Grund telegraphischer Nachrichten aus den Balkanländern, Rußland, Österreich, Italien und Frankreich sowie aus Zürich und Kaiserslautern hergestellt wird und die Witterung von Süd- und Osteuropa zeigt, samt tabellarischen Angaben aus zahlreichen rumänischen Stationen. Außerdem erscheint monatlich ein Wetterbericht mit Niederschlagskarten, meteorologischen und landwirtschaftlichen Angaben. Eine Prognose auszugeben hat man bisher nicht ermöglicht, weil die Wetterdepeschen aus Nordeuropa nicht vor dem Nachmittag eintreffen können.

Rußland. Ein lithographierter Wetterbericht erscheint in Petersburg täglich und wird etwa um 3^p an die Abonnenten versandt; er enthält eine Wetterkarte, die ganz Europa, einen Teil des Atlantischen Ozeans mit Island und ganz Sibirien mit dem Transkaspigebiet umfaßt; diese Karte wird auf Grund der Morgenbeobachtungen von 207 Stationen (1912) zusammengestellt. Außerdem enthält der Wetterbericht eine Wetterkarte vom Vorabend in kleinerem Maßstabe, die dieselben Gegenden, außer Ostsibirien, umfaßt wie die Morgenkarte. Der Wetterbericht enthält noch eine Wetterübersicht für das Europäische Rußland, eine Prognose für den folgenden Tag für die verschiedenen Teile des Landes, die Resultate der Beobachtungen am Physikalischen Nikolai-Zentralobservatorium in St. Petersburg, die Resultate der mittels Drachen erhaltenen Beobachtungen des Aerologischen Observatoriums in Pawlowsk und die vollen Beobachtungen an den drei Terminen aller Stationen, die telegraphisch ihre Beobachtungen übermitteln. Für den Sturmwarnungsdienst werden täglich abends auf Grund der am Mittagstermin angestellten Beobachtungen von 78 Stationen des Europäischen Rußland und Westeuropas Wetterkarten zusammengestellt.

Zwischen 12 und 1 Uhr nachmittags werden täglich an verschiedene Städte und Meteorologische Stationen telegraphisch Prognosen abgesandt. Außerdem kommen entweder periodisch (regelmäßig) oder auf besondere Anfragen jährlich über 9000 (1911) örtliche Prognosen zur telegraphischen Beförderung an einzelne Behörden und Personen. Diese Telegramme werden gratis nur gegen die Kosten der Übermittelung (etwa 0,10 ℳ für das Wort) gegeben.

Für Sturmwarnungen bestehen an der Ostsee mit ihren Buchten 15 Stationen, am Schwarzen Meer 18, Asowschen Meer 4, Weißen Meer 1, Onega- und Ladogasee mit ihren Flußsystemen 7, Kaspisee 1.

Im Herbst und im Frühling, zum Beginn und Schluß der Schiffahrt auf der Wolga und ihren Nebenflüssen, werden an verschiedene Reedereien und Handelsfirmen telegraphisch Prognosen befördert. Im Winter erhalten die Eisenbahnen Warnungen vor Schneegestöbern und plötzlichem Wetterwechsel.

Um die in Fahrt befindlichen Schiffe über die Wetterlage und den Seegang zu informieren, wird gegenwärtig ein besonderer Dienst eingerichtet. Es werden schon aus Feodosia für das Schwarze Meer, aus Petrowsk für das Kaspische Meer, aus Archangelsk für das Weiße Meer entsprechende Telegramme an alle Hafenplätze befördert; außerdem werden an diesen Punkten Wetterberichte herausgegeben.

In Reval, Riga, Windau und Libau werden außerdem regionale Wetterkarten hergestellt auf Grund von täglichen Depeschen aus Petersburg und Beobachtungen der örtlichen Stationen. Um die Bevölkerung von St. Petersburg vor zu erwartenden gefährlichen Hochwassern der Newa zu warnen, ist am Observatorium ein besonderer Dienst organisiert und ein Signalsystem eingeführt.

Schweden. An der Meteorologischen Zentralanstalt in Stockholm treffen täglich Telegramme mit den Abend- und Morgenbeobachtungen von 16 inländischen und 68 ausländischen Stationen ein, in den Monaten Juli bis September außerdem von weiteren 6 inländischen und 1 ausländischen, sowie Nachmittagsdepeschen von 18 inländischen und 19 ausländischen Stationen. Ein kurzer Wetterbericht nebst einer für die nächstfolgenden 24 Stunden gültigen Prognose wird an der Zentralanstalt täglich im ganzen Jahre um 11^a, außerdem in den Monaten Juli bis September für die Zwecke der Landwirtschaft um $5^1/_2{}^p$ ausgegeben. Alle diese Mitteilungen werden durch den Staatstelegraphen (Jahresabonnement zu 100 Kronen = 112,50 ℳ), durch die Eisenbahntelegraphen (kostenfrei), und weiter durch Telephon verbreitet. Die meisten Stockholmer Zeitungen drucken einen vollständigeren Bericht mit tabellarischer Zusammenstellung der Beobachtungen ab, und die meisten übrigen Zeitungen des Landes enthalten den telegraphischen Bericht. Der vollständigere Bericht mit Wetterkarte wird in Blaukopie täglich an fünf Stellen in Stockholm öffentlich angeschlagen sowie dem Regierungsdepartement für Ackerbau und dem Reichstage mitgeteilt. Die Wetterkarte erscheint täglich in drei Stockholmer Zeitungen. Für die verschiedenen Gegenden und Gewässer Schwedens werden, soweit es erforderlich scheint, verschiedene Prognosen aufgestellt, doch ohne festgestellte Einteilung in verschiedene Distrikte.

Im September 1905 wurde speziell für die Fischer ein Sturmwarnungsdienst an der Westküste Schwedens eingerichtet, anfangs mit 27 Stationen, davon 9 mit Signalapparat ausgerüstet, die übrigen nur mit

Anschlagstafel für das Sturmwarnungstelegramm. Dieses wird, wenn nötig, um etwa 11ᵃ von der Zentralanstalt abgesandt, und die Warnung gilt für den folgenden Nachmittag, die Nacht und den Morgen bis 8ᵃ (früher bis 10ᵃ, was auf Verlangen der Fischer im Jahre 1912 geändert wurde, da sie in der Regel vor 8ᵃ wieder zu Hause sind). Dieses System ist allmählich ebenfalls auf Verlangen der Fischer erweitert worden und umfaßt 1912 die West- und Südküste von Strömstad bis Ullångan, außer Karlskrona, mit 49 Stationen, wovon 18 mit Signalapparat.

Auf Verlangen der Seefahrtsvereine und des Reichstages ist jetzt nach Königlicher Anordnung ein Vorschlag zur Erweiterung des Sturmwarnungsdienstes von der Königlichen Akademie der Wissenschaften der Regierung vorgelegt. Nach diesem Plane soll das Sturmwarnungssystem die ganze Küste bis Haparanda sowie die Inseln Gotland und Åland, anfangs mit etwa 100 Stationen, umfassen, wobei Sturmwarnungen, wenn nötig, zweimal täglich, um 11ᵃ und etwa 9ᵖ zur Ausgabe gelangen sollen. Zu diesem Zwecke soll bei der Zentralanstalt ein telegraphischer Abenddienst eingerichtet werden, wodurch auch die für das Publikum ausgesandten allgemeinen Prognosen an Zuverlässigkeit gewinnen werden.

Schweiz. Die Meteorologische Zentralanstalt in Zürich empfängt etwa um 8ᵃ von acht schweizerischen Stationen telegraphisch die am Vorabend und am Morgen (7ᵃ Berner Ortszeit) beobachteten Zahlen, etwa um $1^1/_2$ᵖ von 16 schweizerischen Stationen die Ergebnisse der Morgen- und Mittagsbeobachtung (1ᵖ Berner Zeit), außerdem Sammeldepeschen: aus Hamburg von 17 nordwesteuropäischen Stationen um 10 Uhr, aus München von vier bayerischen Stationen um etwa $9^3/_4$ Uhr, aus Wien von zehn österreichischen und ungarischen Stationen um 10 Uhr, aus Rom von zehn italienischen Stationen zwischen $9^1/_2$ und 11 Uhr, aus Paris von neun französischen Stationen gegen 10 Uhr, sowie aus Petersburg die dortigen Beobachtungen. Die schweizerischen Depeschen werden „offiziell", d. h. gratis befördert, die ausländischen gleichfalls gratis im internationalen Austausch.

Die Prognose wird für West-, Ost- und Südschweiz getrennt um 11 Uhr gestellt und durch die Telegraphenverwaltung verbreitet. Die den Abonnenten zugestellte Prognosendepesche kostet 15 Frcs. für drei Monate, 30 Frcs. für sechs Monate; es gibt jetzt etwa 150 solche Abonnenten, darunter etwa 15 Zeitungen. Die telegraphische Übermittelung der Prognose samt Übersicht der Witterung kostet 20 Frcs. monatlich. An die Observatorien von Basel, Bern, Lausanne und Genf wird etwa um $11^3/_4$ Uhr ein Isobarentelegramm und eine die Westschweiz speziell berücksichtigende Prognose abgesandt. Die letztere wird zu dem vorerwähnten Preise an die Abonnenten des Bezirks abgegeben, nötigenfalls abgeändert auf Grund örtlicher Wahrnehmungen. Diese örtliche Abänderung geschieht aber erfahrungsmäßig nur selten, und einzelne Abonnenten ziehen die Züricher Prognose vor. Ähnliche Einrichtungen für die Südschweiz werden erwogen. Die Verbreitung der Prognosen in

den einzelnen Orten ist den Gemeindeorganen und landwirtschaftlichen Korporationen überlassen und wird verschiedenartig gehandhabt. Die in Zürich etwa um 6p erscheinenden Zeitungen bringen Übersicht und Prognose noch am gleichen Tage in weitem Umkreise zur Kenntnis der Leser. Außerdem enthält seit Juni 1905 die „Neue Züricher Zeitung" täglich die synoptische Karte. Die autographisch (blauer Vordruck mit schwarzem Überdruck) hergestellte Wetterkarte samt Übersicht und Prognose ist um $4^1/_4$p zur Versendung fertig und gelangt zum Teil noch abends in die Hände der Empfänger. Es gibt etwa 350 zahlende Abonnenten auf diese Karte, welche 8 Francs für sechs Monate, 12 Francs jährlich kostet.

In den Vereinigten Staaten von Amerika wurde 1870 ein Prognosendienst eingerichtet, der zuerst dem militärischen Signalkorps unterstand und 1891 an die Landwirtschaftliche Verwaltung übertragen wurde. Etwa 200 Stationen in der Union und in Westindien beobachten um 8a und 8p nach Simultanzeit des 75. Meridians das Wetter und berichten sogleich telegraphisch an die Zentralstelle (Weather Bureau in Washington), die außerdem Depeschen aus allen Teilen der nördlichen Erdhälfte empfängt und sogleich die Hauptstationen des Landes mit den wichtigsten Wetternachrichten versieht. In Chicago, New Orleans und Denver wird morgens (in San Francisco, Portland und Washington außerdem auch abends) eine Prognose ausgegeben und innerhalb zwei Stunden nach Empfang der Morgenbeobachtungen an mehr als 2300 Hauptverteilungsstellen telegraphiert, von wo sie durch Telegraph, Telephon und Post weiter verbreitet wird. Auf Regierungskosten geschieht diese Verbreitung so rasch, daß etwa an 135000 Adressen täglich durch Post bis 6p und an mehr als 3 500 000 Teilnehmer der Fernsprechnetze binnen einer Stunde nach Ausgabe die Prognosen gelangen, außerdem werden sie auch noch durch Zeitungen, private Telephonnetze usw. bekannt gemacht. Gleich nach Abgang der Morgenprognose wird eine Wetterkarte abgesendet, die außer der Zeichnung noch Übersicht der Witterung, Tabelle und Prognose enthält. Etwa 100 größere Stationen versenden täglich gedruckte Wetterkarten oder Tabellen. Etwa 300 Küstenorte am Atlantischen, Stillen Ozean, dem Golf und an den großen Seen erhalten in geeigneten Fällen Sturmwarnungen; ferner werden Warnungen ausgegeben bei bevorstehenden Kältewellen (durch Flaggen, Telegraph usw.), sowie bei Frost und Überschwemmung. Für Marinezwecke dienen die von ungefähr 2000 Schiffen eingehenden Beobachtungen, aus denen tägliche synoptische Ozeankarten und monatliche Darstellungen hergeleitet werden; letztere liegen den vom Hydrographischen Amte herausgegebenen „Pilot charts" und den meteorologischen Ozeankarten des Wetterbureaus zugrunde.

Prognosen auf längere Zeit, eine Woche oder mehr, werden angestrebt.

Ganz ähnliche wetterdienstliche Einrichtungen befinden sich in San Francisco.

Tab. 1. Psychrometertafel.

Es bedeuten t und f die Temperatur des trockenen und des feuchten Thermometers, m_f den der Temperatur f entsprechenden Sättigungsdruck, a die absolute, r die relative Feuchtigkeit, T den Taupunkt, b den Barometerstand. Die absolute Feuchtigkeit ist berechnet nach der Formel $a = m_f - \frac{1}{2}(t - f)\frac{b}{755}$, wobei der Faktor $\frac{b}{755}$ vernachlässigt wurde. Für negative f wurden die dem Eisdampf entsprechenden Werte von m_f benutzt und also das Vorhandensein einer Eishülle am feuchten Thermometer angenommen.

t	Psychrometrische Differenz											
	0°			1°			2°			3°		
	a	r	T	a	r	T	a	r	T	a	r	T
Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad
— 30	0,3	100	— 30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 25	0,5	100	— 25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 20	0,8	100	— 20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 15	1,2	100	— 15	0,6	55	—22,0	—	—	—	—	—	—
— 10	1,9	100	— 10	1,3	66	—14,5	0,6	33	—22,1	—	—	—
— 9	2,1	100	— 9	1,4	68	—13,2	0,8	37	—19,8	—	—	—
— 8	2,3	100	— 8	1,6	70	—12,0	0,9	41	—17,9	—	—	—
— 7	2,5	100	— 7	1,8	72	—10,7	1,1	44	—16,0	0,4	18	—25,5
— 6	2,8	100	— 6	2,0	74	— 9,5	1,3	48	—14,3	0,6	23	—22,1
— 5	3,0	100	— 5	2,3	75	— 8,3	1,5	51	—12,7	0,8	27	—19,3
— 4	3,3	100	— 4	2,5	77	— 7,1	1,8	54	—11,1	1,0	32	—16,9
— 3	3,6	100	— 3	2,8	78	— 5,9	2,0	56	— 9,7	1,3	35	—14,8
— 2	3,9	100	— 2	3,1	79	— 4,8	2,3	59	— 8,2	1,5	39	—12,8
— 1	4,2	100	— 1	3,4	80	— 3,7	2,6	61	— 6,9	1,8	42	—11,0
0	4,6	100	0	3,7	81	— 2,5	2,9	63	— 5,5	2,1	45	— 9,3
1	4,9	100	1	4,1	83	— 1,4	3,2	65	— 4,2	2,4	48	— 7,7
2	5,3	100	2	4,4	84	— 0,4	3,6	68	— 3,0	2,7	51	— 6,2
3	5,7	100	3	4,8	84	0,6	3,9	69	— 1,9	3,1	54	— 4,7
4	6,1	100	4	5,2	85	1,7	4,3	70	— 0,8	3,4	56	— 3,5
5	6,5	100	5	5,6	86	2,8	4,7	72	9,3	3,8	58	— 2,3
6	7,0	100	6	6,0	86	3,9	5,1	73	1,5	4,2	60	— 1,1
7	7,5	100	7	6,5	87	4,9	5,5	74	2,6	4,6	61	0,1
8	8,0	100	8	7,0	87	6,0	6,0	75	3,8	5,0	63	1,3
9	8,6	100	9	7,5	88	7,0	6,5	76	4,9	5,5	64	2,6
10	9,2	100	10	8,1	88	8,1	7,0	76	6,1	6,0	65	3,8
11	9,8	100	11	8,7	88	9,2	7,6	77	7,2	6,5	66	5,0
12	10,5	100	12	9,3	89	10,2	8,2	78	8,3	7,1	68	6,2
13	11,2	100	13	10,0	89	11,3	8,8	79	9,4	7,7	69	7,4
14	12,0	100	14	10,7	89	12,3	9,5	79	10,5	8,3	70	8,5
15	12,8	100	15	11,5	90	13,2	10,2	80	11,6	9,0	71	9,7

Tab. 1. Psychrometertafel. (Fortsetzung.)

t	Psychrometrische Differenz											
	0°			1°			2°			3°		
Grad	a mm	r Proz.	T Grad	a mm	r Proz.	T Grad	a mm	r Proz.	T Grad	a mm	r Proz.	T Grad
16	13,6	100	16	12,3	90	14,4	11,0	81	12,7	9,7	71	10,8
17	14,5	100	17	13,1	90	15,4	11,8	81	13,7	10,5	72	12,0
18	15,5	100	18	14,0	91	16,4	12,6	82	14,8	11,3	73	13,1
19	16,5	100	19	15,0	91	17,5	13,5	82	15,9	12,1	74	14,2
20	17,5	100	20	16,0	91	18,5	14,5	83	16,9	13,0	74	15,3
21	18,7	100	21	17,0	91	19,5	15,5	83	18,0	14,0	75	16,4
22	19,8	100	22	18,2	92	20,6	16,5	83	19,0	15,0	76	17,5
23	21,1	100	23	19,3	92	21,6	17,6	84	20,1	16,0	76	18,6
24	22,4	100	24	20,6	92	22,6	18,8	84	21,2	17,2	77	19,6
25	23,8	100	25	21,9	92	23,6	20,1	84	22,2	18,3	77	20,7
26	25,2	100	26	23,3	92	24,6	21,4	85	23,2	19,6	78	21,8
27	26,7	100	27	24,7	92	25,7	22,8	85	24,3	20,9	78	22,8
28	28,4	100	28	26,2	93	26,7	24,2	85	25,3	22,3	78	23,9
29	30,1	100	29	27,9	93	27,7	25,7	86	26,4	23,7	79	25,0
30	31,8	100	30	29,6	93	28,7	27,4	86	27,4	25,2	79	26,0

t	4°			5°			6°			7°		
—4	0,3	10	—28,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—3	0,5	15	—23,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—2	0,8	20	—20,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—1	1,0	24	—17,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1,3	28	—14,7	0,5	11	—24,2	—	—	—	—	—	—
1	1,6	32	—12,4	0,8	16	—19,9	—	—	—	—	—	—
2	1,9	35	—10,4	1,1	20	—16,6	—	—	—	—	—	—
3	2,2	39	— 8,5	1,4	24	—13,8	0,6	10	—23,1	—	—	—
4	2,6	42	— 6,8	1,7	28	—11,4	0,9	15	—18,6	—	—	—
5	2,9	45	— 5,3	2,1	32	— 9,3	1,2	19	—15,2	0,4	6	—27,1
6	3,3	47	— 3,9	2,4	35	— 7,5	1,6	23	—12,3	0,7	10	—20,8
7	3,7	49	— 2,6	2,8	37	— 5,9	1,9	26	—10,1	1,1	14	—16,5
8	4,1	51	— 1,3	3,2	40	— 4,3	2,3	29	— 8,1	1,4	18	—13,5
9	4,5	53	— 0,1	3,6	42	— 2,9	2,7	31	— 6,3	1,8	21	—10,9
10	5,0	54	1,2	4,0	44	— 1,5	3,1	34	— 4,6	2,2	24	— 8,7
11	5,5	56	2,6	4,5	46	— 0,2	3,5	36	— 3,1	2,6	26	— 6,7
12	6,0	57	3,9	5,0	48	1,2	4,0	38	— 1,6	3,0	29	— 4,9
13	6,6	59	5,1	5,5	49	2,7	4,5	40	— 0,2	3,5	31	— 3,2
14	7,2	60	6,4	6,1	51	4,0	5,0	42	1,4	4,0	34	— 1,6
15	7,8	61	7,6	6,7	52	5,4	5,6	44	2,8	4,5	36	— 0,1
16	8,5	62	8,8	7,3	54	6,7	6,2	46	4,3	5,1	37	1,5
17	9,2	64	10,0	8,0	55	8,0	6,8	47	5,6	5,7	39	3,1
18	10,0	65	11,2	8,7	56	9,2	7,5	49	7,0	6,3	41	4,6

Tab. 1. Psychrometertafel. (Fortsetzung.)

t	Psychrometrische Differenz											
	4°			5°			6°			7°		
	a	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*	*a*	*r*	*T*
Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad
19	10,8	65	12,4	9,5	58	10,4	8,2	50	8,3	7,0	43	6,0
20	11,6	66	13,5	10,3	59	11,7	9,0	51	9,6	7,7	44	7,4
21	12,5	67	14,7	11,1	60	12,9	9,8	52	10,9	8,5	46	8,8
22	13,5	68	15,8	12,0	61	14,1	10,6	54	12,2	9,3	47	10,1
23	14,5	69	16,9	13,0	61	15,2	11,5	55	13,4	10,1	48	11,5
24	15,5	69	18,1	14,0	62	16,4	12,5	56	14,6	11,0	49	12,7
25	16,7	70	19,2	15,0	63	17,5	13,5	57	15,8	12,0	50	14,0
26	17,8	71	20,3	16,1	64	18,7	14,5	58	17,0	13,0	51	15,2
27	19,1	71	21,4	17,3	65	19,8	15,7	59	18,2	14,0	52	16,5
28	20,4	72	22,4	18,6	65	20,9	16,8	59	19,2	15,2	53	17,7
29	21,8	72	23,5	19,9	66	22,0	18,1	60	20,5	16,3	54	18,9
30	23,2	73	24,6	21,3	67	23,1	19,4	61	21,6	17,6	55	20,0

	8°			9°			10°			11°		
8	0,6	7	—22,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	0,9	11	—18,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	1,3	14	—14,5	0,4	5	—20,0	—	—	—	—	—	—
11	1,7	17	—11,6	0,8	8	—19,7	—	—	—	—	—	—
12	2,1	20	— 9,1	1,2	11	—15,5	—	—	—	—	—	—
13	2,5	23	— 7,0	1,6	14	—12,2	0,7	6	—21,2	—	—	—
14	3,0	25	— 5,0	2,0	17	— 9,5	1,1	9	—16,3	—	—	—
15	3,5	27	— 3,2	2,5	20	— 7,1	1,5	12	—12,6	0,6	5	—22,5
16	4,0	30	— 1,5	3,0	22	— 5,0	2,0	15	— 9,6	1,0	8	—16,8
17	4,6	32	0,1	3,5	24	— 3,1	2,5	17	— 7,1	1,5	10	—12,3
18	5,2	34	1,8	4,1	27	— 1,3	3,0	20	— 4,9	2,0	13	— 9,6
19	5,8	35	3,4	4,7	29	0,4	3,6	22	— 2,9	2,5	15	— 6,9
20	6,5	37	4,9	5,3	30	2,1	4,2	24	— 1,0	3,1	18	— 4,6
21	7,2	39	6,4	6,0	32	3,8	4,8	26	0,8	3,7	20	— 2,5
22	8,0	40	7,9	6,7	34	5,4	5,5	28	2,6	4,3	22	— 0,6
23	8,8	42	9,3	7,5	36	7,0	6,2	30	4,2	5,0	24	1,3
24	9,6	43	10,7	8,3	37	8,4	7,0	31	5,9	5,7	26	3,1
25	10,5	44	12,0	9,1	38	9,9	7,8	33	7,5	6,5	27	4,4
26	11,5	46	13,3	10,0	40	11,3	8,6	34	9,0	7,3	29	6,6
27	12,5	47	14,6	11,0	41	12,7	9,5	36	10,5	8,1	30	8,2
28	13,5	48	15,9	12,0	42	14,0	10,5	37	11,9	9,0	32	9,7
29	14,7	49	17,1	13,0	43	15,3	11,5	38	13,3	10,0	33	11,2
30	15,8	50	18,4	14,1	44	16,6	12,5	39	14,7	11,0	34	12,7

Tab. 2. Reduktion des Barometerstandes auf 0°.

Vom abgelesenen Barometerstande sind bei Temperaturen über 0° die Zahlen der Tabelle abzuziehen, wenn die Teilung aus Messing besteht. Ist eine Glasteilung verwendet, so werden außerdem auch noch die Zahlen der letzten Kolumne in Abzug gebracht.

Liegt die Temperatur des Barometers unter 0°, so gelten die Zahlen der Tabelle ohne merklichen Fehler mit umgekehrten Vorzeichen und sind also zum abgelesenen Barometerstande zu addieren.

Temperatur	Abgelesener Stand in Millimetern (Messingteilung)							Glasteilung
	660	680	700	720	740	760	780	
1	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,01
2	0,22	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25	0,01
3	0,32	0,33	0,34	0,35	0,36	0,37	0,38	0,02
4	0,43	0,44	0,46	0,47	0,48	0,50	0,51	0,03
5	0,54	0,56	0,57	0,59	0,60	0,62	0,64	0,04
6	0,65	0,67	0,69	0,71	0,72	0,74	0,76	0,05
7	0,75	0,78	0,80	0,82	0,85	0,87	0,89	0,05
8	0,86	0,89	0,91	0,94	0,97	0,99	1,02	0,06
9	0,97	1,00	1,03	1,06	1,09	1,12	1,15	0,06
10	1,08	1,11	1,14	1,17	1,21	1,24	1,27	0,07
11	1,18	1,22	1,26	1,29	1,33	1,36	1,40	0,08
12	1,29	1,33	1,37	1,41	1,45	1,49	1,53	0,09
13	1,40	1,44	1,48	1,53	1,57	1,61	1,65	0,10
14	1,51	1,55	1,60	1,64	1,69	1,73	1,78	0,11
15	1,61	1,66	1,71	1,76	1,81	1,86	1,91	0,11
16	1,72	1,77	1,82	1,88	1,93	1,98	2,03	0,12
17	1,83	1,88	1,94	1,99	2,05	2,10	2,16	0,13
18	1,93	1,99	2,05	2,11	2,17	2,23	2,29	0,13
19	2,04	2,10	2,17	2,23	2,29	2,35	2,41	0,14
20	2,15	2,21	2,28	2,34	2,41	2,47	2,54	0,15
21	2,26	2,32	2,39	2,46	2,53	2,60	2,67	0,16
22	2,36	2,43	2,51	2,58	2,65	2,72	2,79	0,17
23	2,47	2,54	2,62	2,69	2,77	2,84	2,92	0,18
24	2,58	2,66	2,73	2,81	2,89	2,97	3,05	0,18
25	2,68	2,77	2,85	2,93	3,01	3,09	3,17	0,19
26	2,79	2,88	2,96	3,04	3,13	3,21	3,30	0,20
27	2,90	2,99	3,07	3,16	3,25	3,34	3,42	0,20
28	3,00	3,10	3,19	3,28	3,37	3,46	3,55	0,21
29	3,11	3,21	3,30	3,39	3,49	3,58	3,68	0,22
30	3,22	3,32	3,41	3,51	3,61	3,71	3,80	0,22

Tab. 3. Reduktion des Barometerstandes auf Normalschwere.

An dem auf 0° reduzierten Barometerstande sind die folgenden Korrektionen anzubringen.

A. Geographische Breite.

Zwischen 0 und 45° Breite werden die Zahlen der Tabelle abgezogen, zwischen 45 und 90° dem Barometerstande hinzugefügt.

Geographische Breite	Barometerstand, auf 0° reduziert, in Millimetern									Geographische Breite
Grad	660	680	700	720	740	750	760	770	780	Grad
0	1,71	1,76	1,81	1,86	1,92	1,94	1,97	1,99	2,02	90
5	1,68	1,73	1,79	1,84	1,89	1,91	1,94	1,96	1,99	85
10	1,61	1,65	1,70	1,75	1,80	1,83	1,85	1,87	1,90	80
15	1,48	1,53	1,57	1,61	1,66	1,68	1,70	1,73	1,75	75
20	1,31	1,35	1,39	1,43	1,47	1,49	1,51	1,53	1,55	70
25	1,10	1,13	1,17	1,20	1,23	1,25	1,27	1,28	1,30	65
30	0,85	0,88	0,91	0,93	0,96	0,97	0,98	1,00	1,01	60
35	0,58	0,60	0,62	0,64	0,66	0,66	0,67	0,68	0,69	55
40	0,30	0,31	0,31	0,32	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	50
45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	45

B. Seehöhe.

Die nachfolgenden Zahlen sind vom Barometerstande abzuziehen.

Seehöhe	Barometerstand, auf 0° reduziert, in Millimetern									Seehöhe
m	620	640	660	680	700	720	740	760	770	m
100	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	100
200	—	—	—	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	200
300	—	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	—	300
400	—	—	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	—	400
500	—	—	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	—	500
600	—	—	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	—	—	600
700	—	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	—	—	700
800	—	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	—	—	800
900	—	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	—	—	—	900
1000	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	—	—	—	1000
1100	0,13	0,14	0,14	0,15	0,15	0,16	—	—	—	1100
1200	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	—	—	—	—	1200
1300	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	—	—	—	—	1300
1400	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	—	—	—	—	1400
1500	0,18	0,19	0,19	0,20	—	—	—	—	—	1500
1600	0,19	0,20	0,21	0,21	—	—	—	—	—	1600
1700	0,21	0,21	0,22	0,23	—	—	—	—	—	1700
1800	0,22	0,23	0,23	—	—	—	—	—	—	1800
1900	0,23	0,24	0,25	—	—	—	—	—	—	1900
2000	0,24	0,25	—	—	—	—	—	—	—	2000

Tab. 4. Reduktion des Barometerstandes auf Meeresniveau.

Die Zahlen der Tabelle sind zu dem auf 0° reduzierten Barometerstand zu addieren.

Seehöhe des Barometers	Barometerstand reduziert auf 0°	Lufttemperatur										
		—20°	—15°	—10°	—5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
m	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
10	720	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8
	740	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8
	760	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	780	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
20	720	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7
	740	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7
	760	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7
	780	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7
30	720	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4
	740	3,0	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5
	760	3,1	3,0	3,0	2,9	2,9	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5
	780	3,2	3,1	3,1	3,0	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6
40	720	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4	3,3	3,3	3,2
	740	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5	3,4	3,4	3,3
	760	4,1	4,0	3,9	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4
	780	4,2	4,1	4,0	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5
50	720	4,9	4,8	4,7	4,7	4,5	4,4	4,3	4,3	4,2	4,1	4,0
	740	5,0	4,9	4,8	4,8	4,6	4,5	4,5	4,4	4,3	4,2	4,1
	760	5,2	5,1	4,9	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,3	4,2
	780	5,3	5,2	5,1	5,0	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,4
100	710	9,7	9,5	9,3	9,1	8,9	8,8	8,6	8,4	8,3	8,1	8,0
	730	10,0	9,8	9,6	9,4	9,2	9,0	8,8	8,7	8,5	8,4	8,2
	750	10,2	10,0	9,8	9,6	9,3	9,2	9,1	8,9	8,7	8,6	8,4
	770	10,5	10,3	10,1	9,9	9,7	9,5	9,3	9,1	9,0	8,8	8,6
200	710	19,6	19,1	18,8	18,4	18,0	17,6	17,3	17,0	16,7	16,4	16,1
	730	20,1	19,7	19,3	18,8	18,5	18,1	17,8	17,5	17,1	16,8	16,5
	750	20,6	20,2	19,8	19,5	19,0	18,6	18,3	17,9	17,6	17,3	17,0
	770	21,2	20,8	20,3	19,9	19,5	19,1	18,7	18,4	18,1	17,7	17,4

Tab. 4. Reduktion des Barometerstandes auf Meeresniveau.
(Fortsetzung.)

Seehöhe des Barometers	Barometerstand reduziert auf 0°	Lufttemperatur										
		—20°	—15°	—10°	—5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
m	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
300	700	29,1	28,5	27,9	27,3	26,8	26,1	25,6	25,2	24,7	24,2	23,8
	720	30,0	29,3	28,7	28,1	27,5	26,9	26,4	25,9	25,4	24,9	24,5
	740	30,7	30,0	29,4	28,8	28,3	27,6	27,1	26,6	26,1	25,6	25,1
	760	31,5	30,8	30,2	29,6	29,0	28,3	27,8	27,3	26,8	26,2	25,9
400	690	38,0	37,7	36,9	36,1	35,4	34,7	34,0	33,4	32,8	32,1	31,6
	710	39,6	38,8	38,0	37,2	36,4	35,7	35,0	34,8	33,7	33,1	32,5
	730	40,7	39,8	38,9	38,1	37,4	36,7	36,0	35,3	34,7	34,0	33,4
	750	41,8	40,8	40,8	39,2	38,4	37,6	36,9	36,2	35,6	34,9	34,3
500	680	47,7	47,0	45,6	44,8	43,9	43,0	42,2	41,4	40,7	39,9	39,2
	700	49,1	48,0	47,0	46,1	45,1	44,3	43,4	42,6	41,8	41,0	40,3
	720	50,4	49,3	48,3	47,3	46,4	45,5	44,6	43,8	42,9	42,2	41,4
	740	51,7	50,6	49,6	48,6	47,6	46,7	45,8	45,0	44,1	43,3	42,5
600	670	57,5	56,2	54,4	53,4	52,3	51,2	50,3	49,3	48,4	47,5	46,7
	690	58,5	57,3	56,1	54,9	53,8	52,4	51,7	50,8	49,8	48,9	48,0
	710	60,2	58,9	57,6	56,4	55,3	54,1	53,2	52,2	51,2	50,2	49,3
	730	61,5	60,4	59,1	57,9	56,8	55,7	54,6	53,6	52,6	51,6	50,7
700	670	66,6	65,7	63,8	62,5	61,3	60,1	59,0	57,8	56,8	55,7	54,7
	690	68,6	67,1	65,7	64,4	63,1	61,8	60,6	59,5	58,4	57,3	56,3
	710	70,5	69,0	67,5	66,1	64,8	63,5	62,3	61,1	60,0	58,9	57,8
	730	72,2	70,7	69,3	67,9	66,5	65,2	64,0	62,8	61,6	60,5	59,4
800	660	75,8	74,6	72,3	70,9	69,5	68,1	66,7	65,4	64,1	62,9	61,6
	680	77,2	76,5	74,8	73,1	71,6	70,1	68,7	67,4	66,1	64,8	63,6
	700	80,6	78,6	76,9	75,3	73,8	72,1	70,8	69,4	68,0	66,8	65,6
	720	82,6	80,8	79,0	77,3	75,8	74,1	72,8	71,3	70,0	68,6	67,3
900	640	83,5	81,5	79,1	78,1	76,3	74,8	73,2	71,7	70,4	69,0	67,7
	660	86,0	84,5	82,1	80,4	78,6	77,0	75,4	74,0	72,6	71,1	69,8
	680	87,4	85,4	83,5	82,9	81,1	79,4	77,8	76,2	74,7	73,0	71,9
	700	91,2	89,2	87,2	85,3	83,5	81,7	80,1	78,5	76,9	75,4	74,1
1000	650	94,7	92,4	90,5	88,4	86,7	85,0	83,2	81,4	79,9	78,4	76,8
	670	97,8	95,4	93,3	91,3	89,5	87,6	85,8	84,0	82,3	80,8	79,2
	690	100,7	98,4	96,2	94,1	92,1	90,2	88,2	86,6	84,9	83,3	81,7

Tab. 5. Vergleichung der Thermometerskalen.

n^0 Celsius $= \frac{4}{5}\, n^0$ Réaumur $= (32 + \frac{9}{5}\, n)^0$ Fahrenheit.
n^0 Réaumur $= \frac{5}{4}\, n^0$ Celsius $= (32 + \frac{9}{4}\, n)^0$ "
n^0 Fahrenheit $= \frac{n - 32^0}{1,8}$ Celsius $= \frac{n - 32^0}{2^1/_4}$ "

C	R	F	C	R	F	C	R	F
— 40	— 32	— 40	— 7	— 5,6	19,4	17	13,6	62,7
— 37,5	— 30	— 35,5	— 6,7	— 5,4	20	18	14,4	64,4
— 37,2	— 29,8	— 35	— 6,25	— 5,0	20,75	18,3	14,6	65
— 35	— 28	— 31	— 6	— 4,8	21,2	18,75	15	65,75
— 34,4	— 27,5	— 30	— 5	— 4,0	23,0	19	15,2	66,2
— 31,7	— 25,4	— 25	— 4	— 3,2	24,8	20	16,0	68,0
— 31,25	— 25	— 24,25	— 3,9	— 3,1	25	21	16,8	69,8
— 30	— 24	— 22	— 3	— 2,4	26,6	21,1	16,9	70
— 28,9	— 23,1	— 20	— 2	— 1,6	28,4	22	17,6	71,6
— 26,1	— 20,9	— 15	— 1,1	— 0,9	30	23	18,4	73,4
— 25	— 20	— 13	— 1	— 0,8	30,2	23,9	19,1	75
— 24	— 19,2	— 11,2	0	0	32,0	24	19,2	75,2
— 23,3	— 18,6	— 10	1	0,8	33,8	25	20,0	77,0
— 23	— 18,4	— 9,4	1,7	1,4	35	26	20,8	78,0
— 22	— 17,6	— 7,6	2	1,6	35,6	26,7	21,4	80
— 21	— 16,8	— 5,8	3	2,4	37,4	27	21,6	80,6
— 20,6	— 16,5	— 5	4	3,2	39,2	28	22,4	82,4
— 20	— 16	— 4	4,4	3,5	40	29	23,2	84,2
— 19	— 15,2	— 2,2	5	4,0	41,0	29,4	23,5	85
— 18,75	— 15	— 1,75	6	4,8	42,8	30	24,0	86,0
— 18	— 14,4	— 0,4	6,25	5	43,25	31	24,8	87,8
— 17,8	— 14,2	0	7	5,6	44,6	31,25	25	88,25
— 17	— 13,6	1,4	7,2	5,8	45	32	25,6	89,6
— 16	— 12,8	3,2	8	6,4	46,4	32,2	25,8	90
— 15	— 12,0	5	9	7,2	48,2	33	26,4	91,4
— 14	— 11,2	6,8	10	8,0	50	34	27,2	93,2
— 13	— 10,4	8,6	11	8,8	51,8	35	28,0	95
— 12,5	— 10	9,5	12	9,6	53,6	36	28,8	96,8
— 12,2	— 9,8	10	12,5	10	54,5	37	29,6	98,6
— 12	— 9,6	10,4	12,8	10,2	55	37,5	30	99,5
— 11	— 8,8	12,2	13	10,4	55,4	37,8	30,2	100
— 10	— 8,0	14,0	14	11,2	57,2	38	30,4	100,4
— 9,4	— 7,5	15	15	12,0	59,0	39	31,2	102,2
— 9	— 7,2	15,8	15,6	12,5	60	40	32	104,0
— 8	— 6,4	17,6	16	12,8	60,8	—	—	—

Literatur.

(1) S. 1. J. Hann. Zusammensetzung der Atmosphäre in verschiedenen Höhen. Met. ZS. **20**, 122; 1903. Die in der Tabelle S. 1 enthaltenen Zahlen für Dichte und Gewicht der Gase sind entnommen aus: Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 4. Aufl., herausgeg. von R. Börnstein und W. A. Roth, Berlin 1912, S. 148 u. flgd.

(2) S. 1. W. Ramsay. Seltene Gase. Nature **65**, 161; 1901/02. Proc. Roy. Soc. (A) **80**, 599; 1908.

(3) S. 1. G. Claude. Dasselbe. C. R. **148**, 15; 1908.

(4) S. 1. A. Gautier. Wasserstoffgehalt der Atmosphäre. C. R. **131**, 13, 86; 1901. Ann. chim. phys. (7) **22**, 5; 1901.

(5) S. 2. Ebermayer. Kohlensäure. Wollny, Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphys. **13**, 424; 1890.

(6) S. 2. A. Krogh. Dasselbe. Mededelser om Grönland **26**; 1904. Met. ZS. **22**, 85; 1905.

(7) S. 2. Müntz und Lainé. Dasselbe. Expedition Charcot. C. R. **153**, 1116; 1911.

(8) S. 3. Maurice de Thierry. Ozon. C. R. **124**, 460; 1897.

(9) S. 3. Frh. Gregor Friesenhof. Dasselbe. Met. ZS. **21**, 380; 1904.

(10) S. 3. A. Berson und R. Süring. Hochfahrt. Ergebn. d. Arb. am Aeronaut. Obs. i. d. Jahren 1900 u. 1901, S. 224; 1902. Ill. aeronaut. Mitt. 1900, S. 114 (Ballonbeschreibung); 1901, S. 117.

(11) S. 4. Höchster Drachenaufstieg; Assmann. Wetter **27**, 284; 1910.

(12) S. 4. Registrierballons. Die erste derartige Vorrichtung war ein unbemannter Papierballon von 4 m Durchmesser, den Hermite u. Bésançon am 17. September 1892 steigen ließen. Siehe Gust. Hermite. C. R. **115**, 862; 1892.

(13) S. 4. Höchster Aufstieg eines Registrierballons. Ciel et Terre **29**; 1909. Met. ZS. **26**, 249; 1909.

(14) S. 4. L. Teisserenc de Bort. Obere Inversion. C. R. **134**, 987; 1902.

(15) S. 4. R. Assmann. Dasselbe. Ber. Akad. Berlin 1902, S. 495.

(16) S. 4. W. J. Humphreys. Luftbestandteile in der Höhe. Bull. Mount Weather Obs. **2**, 68; 1909.

(17) S. 5. Alfr. Wegener. Dasselbe. Beitr. z. Phys. d. freien Atmosphäre **3**, 225; 1910 u. Medizin. Klinik 1910, Nr. 40.

(18) S. 6. J. Aitken. Staub. Proc. Roy. Soc. Edinb. **16**, 135; 1888/89. Trans. Roy. Soc. Edinb. **35**, 1; 1890.

(19) S. 6. R. Assmann. Dasselbe. Festschr. d. Stadt Magdeburg, gewidmet der 57. Naturforschervers. 1884, S. 210.

(20) S. 6. W. J. Prim. Dasselbe. Pall Mall Gazette. Met. ZS. **9**, 118; 1892.

(21) S. 6. J. Aitken. Dasselbe. Nature 1906, 22. März, S. 485. Met. ZS. **23**, 382; 1906.

(22) S. 6. G. Lüdeling. Dasselbe. Ill. aeronaut. Mitt. **7**, 321; 1903.

(23) S. 7. Derselbe. Veröffentl. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. 1908, Nr. 192.
(24) S. 7. v. Ficker und Defant. Dasselbe. Wien. Ber. **114** [2a], 151; 1905.
(25) S. 7. A. Gautier. Salzgehalt der Seeluft. C. R. **128**, 715; 1899.
(26) S. 7. Müntz und Lainé. Nitrate im Niederschlag. C. R. **152**, 168; 1911. Frühere Literatur (Müntz und Aubin, Müntz und Marcano u. a.) in Met. ZS. **28**, 273; 1911.
(27) S. 8. G. Hellmann und W. Meinardus. Staubfall vom 9. bis 12. März 1901. Abh. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. **2**, Nr. 1; 1901. Auszug: Met. ZS. **19**, 180; 1902.
(28) S. 8. J. Binot. Bakterien auf dem Mont Blanc. C. R. **134**, 673; 1902.
(29) S. 8. C. Harz. Bakterienzählung bei Ballonfahrten. 14. Jahresber. d. Münch. Ver. f. Luftschiffahrt, S. 147; 1903 u. 15. Jahresber., S. 41; 1904.
(30) S. 11. F. Erk. Isoplethen. Met. ZS. **2**, 281; 1885.
(31) S. 12. P. Schreiber. Dasselbe. Jahrb. d. Kgl. Sächs. Met. Inst. **3**, 1885, Mitt. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, S. 5; 1885.
(32) S. 12. Krankenhagen. Dasselbe. Chronoisothermen von Stettin. Stettin 1890.
(33) S. 12. C. Kassner. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 100; 1903.
(34) S. 12, 19. H. Kienast. Dasselbe. Das Klima von Königsberg II. Der Gang der Lufttemperatur nach Stundenwerten der Jahre 1890 bis 1903. Königsberg 1904.
(35) S. 12. E. Knies. Dasselbe. Met. ZS. **22**, 83; 1905.
(36) S. 12. P. Vujević. Dasselbe. Wien. Ber. **118** [2a], 971; 1909.
(37) S. 12. P. Polis. Dasselbe. Met. ZS. **23**, 87; 1906.
(38) S. 12. H. Meyer. Dasselbe. Anl. z. Bearb. met. Beob. f. d. Klimatologie, S. 7. Berlin, Springer, 1891.
(39) S. 14. E. F. Nichols. Sternstrahlung. The Astrophys. Journ. **13**, 101; 1901.
(40) S. 15. S. P. Langley. Sonnenstrahlung. Researches on solar heat and its absorption by the earth's atmosphere. Profess. Papers Sign. Serv. Nr. 15. Washington 1884. The Astrophys. Journ. **19**, 305; 1904. Sillim. Amer. Journ. of Science (4) **19**, 246; 1905.
(41) S. 15. G. C. Abbot und F. E. Fowle. Dasselbe. Annals of the Astrophys. Observ. of the Smithson. Inst. **2**, Washington 1908. The Astrophys. Journ. **33**, Nr. 3, April 1911. Met. ZS. **25**, 549; 1908. **26**, 120; 1909. **28**, 412; 1911.
(42) S. 15. Ladislaus Gorczynski. Dasselbe. Sur la marche annuelle de l'intensité du rayonnement solaire à Varsovie et sur la théoric des appareils employés. Warschau 1906. Bull. météor. du département de l'Hérault. Montpellier 1906.
(43) S. 16 W. Marten. Dasselbe. Ergebn. d. met. Beob. in Potsdam im Jahre 1908.
(44) S. 16, 17. C. Dorno. Dasselbe. Studie über Licht und Luft des Hochgebirges. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1911.
(45) S. 17. A. Defant. Diffuse Wärmeeinstrahlung. Ber. d. naturw.-med. Ver. in Innsbruck **30**; 1905/06. Met. ZS. **24**, 461; 1907.
(46) S. 18. E. F. Nichols. Längste durch die Atmosphäre dringende Lichtwelle. Contrib. Solar Obs. of the Carnegie Inst. of Washington, Nr. 19. Met. ZS. **25**, 43; 1908.
(47) S. 18. Miethe und Lehmann. Kürzeste Lichtwellen. Berl. Sitzber. 1909, S. 268.
(48) S. 20. H. W. Dove. Mitteltemperatur der Parallelkreise. Berl. Monatsberichte 1852, S. 196.
(49) S. 20. R. Spitaler. Dasselbe. Wien. Denkschr. math.-naturw. Kl. **51** [2], 1; 1886.
(50) S. 20. Batchelder. Dasselbe. Amer. Met. Journ., March 1894.

(51) S. 21. Friedr. Hopfner. Dasselbe. Peterm. Geogr. Mitt. **52**, 32; 1906.
(52) S. 21. J. Hann. Klimatologie, 3. Aufl., **1**, 322; 1908.
(53) S. 21. W. v. Bezold. Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise. Berl. Sitzber. 1901, S. 1330.
(54) S. 21. J. Hann. Dasselbe. Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 103, 200, 217; 1897.
(55) S. 22. W. v. Bezold. Dasselbe. Met. ZS., Hann-Bd., S. 279; 1906.
(56) S. 22. Fritz v. Kerner. Dasselbe. Met. ZS. **27**, 307; 1910.
(57) S. 22. W. Köppen. Temperaturunterschied zwischen Wasser und Land. Klimalehre, Leipzig, Göschen, 1899. Met. ZS. **17**, 183; 1900.
(58) S. 24. Otto Pettersson. Golfstrom und Lufttemperatur. Met. ZS. **13**, 285; 1896.
(59) S. 24. Wilh. Meinardus. Dasselbe. Met. ZS. **15**, 85; 1898. Naturw. Rdsch. **12**, 105, 209; 1898. ZS. d. Ges. f. Erdk. Berlin **33**, 183; 1898.
(60) S. 24. Derselbe. Nordatlantische Luftzirkulation und Frühjahrstemperaturen in Mitteleuropa. Ann. d. Hydr. **32**, 353; 1904. Met. ZS. **22**, 398; 1905.
(61) S. 24. Campbell Hepworth. Passate und Wassertemperatur (mit Vorwort von W. N. Shaw). Met. Office London, Nr. 203; 1910. Auszug Met. ZS. **29**, 157, 1912.
(62) S. 24, 25. H. Hildebrand Hildebrandsson. Kongl. Svenska Vet.-Akad. Handl. **45**, Nr. 11; 1910. C. R. **148**, 1559; 1909.
(63) S. 25. J. Hann. Vertikale Temperaturverteilung im Gebirge. Hann, Klimatologie, 3. Aufl., **1**, 214; 1908.
(64) S. 25. R. Süring. Dasselbe. Diss. Berlin 1890.
(65) S. 26. Chr. Wiener. Sonnenstrahlung. Österr. ZS. f. Met. **14**, 113; 1879.
(66) S. 26. V. Regnault. Verdampfungswärme des Wassers. Mém. de l'Acad. **21**, 635; 1847.
(67) S. 26, 28, 37. J. Schubert. Wärmewirkung der Gewässer. Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Berlin, Jul. Springer, 1904.
(68) S. 28. J. Hann. Dasselbe. Met. ZS. **23**, 377; 1906. **25**, 219; 1908.
(69) S. 28. J. Schubert. Dasselbe. Met. ZS. **24**, 289; 1907.
(70) S. 29. V. Kremser. Klima von Helgoland. Ann. d. Hydr. **19**, 177, 217, 1891.
(71) S. 29. Th. v. Neergard. Schutz gegen Bodenfrost mittels Bewässerung. Landwirtschaftl. Wochenbl. f. Schleswig-Holstein **23**, 152; 1883.
(72) S. 30. J. Schubert. Waldtemperatur. ZS. f. Forst- u. Jagdwesen 1897, S. 575. Met. ZS. **21**, 303; 1904.
(73) S. 31. A. Woeikoff. Wärmeschwankung von Berg und Tal. Klimate d. Erde **1**, Kap. 8. Österr. ZS. f. Met. **18**, 211, 241; 1883.
(74) S. 31. Chr. Schultheiss. Dasselbe. Verh. d. naturw. Ver. Karlsruhe **21**, 36; 1908.
(75) S. 32. Selim Lemström. Frostfackeln. Om nattfrosterna och medlen att förekomma deras härjningar. Helsingfors 1893. Acta Soc. Scient. Fennicae **30**, Nr. 3. Ref. Met. ZS. **13**, (37); 1896.
(76) S. 32. Reifheizen. L. Fischer. Met. ZS. **19**, 425; 1902.
(77) S. 32. Stroh gegen Bodenfrost. Mitteilung des Herrn Ökonomierat Späth in Berlin.
(78) S. 32. H. E. Hamberg. Sommernachtfröste in Schweden. Kongl. Svenska Vet.-Akad. Handl. **38**, Nr. 1, 66; 1904.
(79) S. 33. L. Grossmann. Temperaturveränderlichkeit. Arch. d. Seewarte **23**, Nr. 5; 1900.
(80) S. 33. J. Maurer. Dasselbe. Met. ZS. **26**, 316; 1909.
(81) S. 33. V. Kremser. Temperaturveränderlichkeit. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. **1**, Nr. 1, 1888.

(82) S. 33. A. Erman. Maifröste. Pogg. Ann. 48, 582; 1839.
(83) S. 33. H. W. Dove. Dasselbe. Abh. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1856, phys. Kl., S. 121.
(84) S. 33. R. Assmann. Dasselbe. Magdeb. Ztg. 1883. Österr. ZS. f. Met. 18, 146; 1883.
(85) S. 33. W. v. Bezold. Dasselbe. Abh. math.-phys. Kl. Akad. d. Wiss. München 14 [2], 69; 1883. Österr. ZS. f. Met. 18, 268; 1883.
(86) S. 34. H. Hergesell. Dasselbe. Met. ZS. 17, 16; 1900.
(87) S. 34. V. Kremser. Dasselbe. Met. ZS. 17, 209; 1900.
(88) S. 34. K. Rudel. Dasselbe. Met. ZS. 17, 373; 1900.
(89) S. 34. Raoult Gautier und Henry Duaime. Dasselbe. Arch. sc. phys. (4) 15, 545; 1903.
(90) S. 34. Friesenhof. Dasselbe. Met. ZS. 21, 232; 1904.
(91) S. 34. Wilh. Marten. Kälterückfälle im Juni. Diss. Berlin 1892. Abh. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. 2, Nr. 3.
(92) S. 34. G. Hellmann. Dasselbe. Met. ZS. 17, 333; 1900.
(93) S. 35. Joh. Königsberger. Bodentemperatur. Über die Beeinflussung der geothermen Tiefenstufe durch Berge, Sonne usw. S.-A. Mexiko 1907. Zentralbl. f. Mineral., Geol. u. Pal. 1907, S. 673.
(94) S. 35. J. Franz. Bodentemperatur in Königsberg. Schr. d. phys.-ökon. Ges. Königsberg 36, 51; 1895.
(95) S. 36. P. Vujević. Dasselbe. Temperature tla n Beogradu, Glas Srpske Kroljevske Akademije Beogradu 79, 95; 1909. Met. ZS. 28, 289; 1911.
(96) S. 37. Th. Homén. Bodentemperaturen. Om Nattfroster. Helsingfors 1893. Bodenphysikalische und meteorologische Beobachtungen mit besonderer Berücksichtigung des Nachtfrostphänomens. Berlin, Mayer u. Müller, 1894.
(97) S. 38. T. Okada. Wärmeumsatz im Schnee. Journ. Met. Soc. of Japan, April 1907. Monthly Weather Rev. 1907, S. 450. Met. ZS. 25, 82; 1908.
(98) S. 38. Ernst Leyst. Bodentemperatur. Schr. d. phys.-ökon. Ges. Königsberg 33, 1; 1892.
(99) S. 38. O. Hecker. Dasselbe. Veröffentl. d. Kgl. Preuß. Geodät. Inst. (N. F.) 1907, Nr. 32; zitiert bei Meissner, Wetter 24, 259; 1907.
(100) S. 38. T. Okada. Dasselbe. Journ. of the Met. Soc. of Japan, Sept. 1904. Met. ZS. 22, 87; 1905.
(101) S. 39. Häpke. Warmwasserteiche. Himmel und Erde 12, 316; 1900.
(102) S. 39. Al. v. Kaleczinsky. Dasselbe. Ann. d. Phys. (4) 7, 408; 1902. 14, 843; 1904.
(103) S. 41. W. v. Bezold. Potentielle Temperatur. Berl. Sitzber. 1888, S. 1189.
(104) S. 41. J. Maurer. Vertikales Temperaturgefälle. Met. ZS. 25, 241; 1908.
(105) S. 41. Shaw und Dines. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. 72, 13; 1903.
(106) S. 42. W. Wundt. Dasselbe. Wetter 22, 138; 1905.
(107) S. 42. De Quervain. Dasselbe. Met. ZS. 27, 499; 1910.
(108) S. 42. Aug. Schmauss. Dasselbe. Met. ZS. 26, 24; 1909. Beob. d. met. Stat. im Kgr. Bayern 32, 38; 1910.
(109) S. 42. J. Hann. Inversion. Met. ZS. 18, 211; 1901.
(110) S. 42. R. Assmann. Dasselbe. Berl. Sitzber. 1903, S. 298.
(111) S. 42. A. Berson. Dasselbe. Wissensch. Luftfahrten 3, 127; 1900.
(112) S. 42. A. Defant. Dasselbe. Wien. Denkschr. 80, 107; 1907.
(113) S. 42. K. Knoch. Dasselbe. Ber. über d. Tätigkeit d. Kgl. Preuß. Met. Inst. f. 1909, Anhang, S. 113.
(114) S. 42. H. v. Ficker. Dasselbe. Met. ZS. 28, 70; 1911.

(115) S. 43, 193. Arthur Wagner. Temperatur der höheren Luftschichten. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. **3**, 56; 1910. Met. ZS. **27**, 97; 1910.
(116) S. 46. R. Nimführ. Tiefe Temperatur. Met. ZS. **22**, 289; 1905.
(117) S. 46. L. Teisserenc de Bort. Dasselbe. C. R. **129**, 417; 1899.
(118) S. 46. A. Berson. Dasselbe. Ber. üb. d. Aerol. Exped. d. Kgl. Aeronaut. Obs. nach Ostafrika i. J. 1908. Ergebn. d. Arb. d. Aeronaut. Obs. Lindenberg 1910, S. 82.
(119) S. 46. W. Köppen. Schichten der Atmosphäre. Met. ZS. **28**, 80; 1911.
(120) S. 46. A. Berson. Dasselbe. Wissensch. Luftfahrten **3**, 66; 1900.
(121) S. 47. L. Teisserenc de Bort. Isotherme Schicht. Annu. Soc. Mét. de France **50**, 49; 1902. C. R. **134**, 987; 1902.
(122) S. 47. R. Assmann. Dasselbe. Berl. Sitzber. 1902, S. 495.
(123) S. 47. Ole Römer. Erstes Quecksilberthermometer. Kristine Meyer, Diss. Kopenhagen 1910, zitiert Nature **82**, 296; 1909/10 und Met. ZS. **27**, 283; 1910.
(124) S. 47. Abbé Maze. Dasselbe. C. R. **120**, 732; 1895.
(125) S. 48. A. de Quervain. Einstellungsträgheit der Thermometer. Met. ZS. **28**, 88; 1911.
(126) S. 50. R. Börnstein. Berliner Temperaturverhältnisse. 15. Jahresber. d. Berl. Zweigver. d. Deutsch. Met. Ges. 1898; vgl. auch R. Börnstein und E. Less. Met. ZS. **15**, 321; 1908.
(127) S. 51, 68. R. Assmann. Aspirationspsychrometer. Berl. Sitzber. 1887 [2], S. 938.
(128) S. 52. J. Hann. Vertikale Dampfdruckverteilung. Österr. ZS. f. Met. **9**, 193; 1874.
(129) S. 52. W. v. Bezold. Spezifische Feuchtigkeit (Definition). ZS. f. Luftschiffahrt u. Phys. d. Atm. **13**, 1; 1894.
(130) S. 53. K. Scheel und W. Heuse. Dampfdruck. Ann. d. Phys. (4) **29**, 723; 1909.
(131) S. 53. W. v. Bezold. Spezifische Feuchtigkeit (Zahlenwerte). Berl. Sitzber. 1890, S. 355.
(132) S. 54. H. Wild. Sättigungsdefizit. Wild Repert. f. Met. **4**, Nr. 7, S. 5; 1875.
(133) S. 55. G. Ed. Stelling. Verdunstung. Wild Repert. f. Met. **7**, Nr. 6, S. 1; 1880.
(134) S. 55. O. Britzke. Dasselbe. Wild Repert. f. Met. **17**, Nr. 10, S. 1; 1894.
(135) S. 55. V. Kremser. Geringe Luftfeuchtigkeit in den Großstädten. Met. ZS. **25**, 206; 1908.
(136) S. 55. H. Meyer. Jährlicher Gang der Luftfeuchtigkeit. Met. ZS. **2**, 153; 1885.
(137) S. 55. J. Hann. Dasselbe. Wien. Ber. **104** [2a], 351; 1895.
(138) S. 56. A. Buchan. Dampfdruck auf dem Nordatlantischen Ozean. Siehe J. Hann, Met. ZS. **8**, 281; 1891.
(139) S. 56. St. Hepites. Dasselbe in Bukarest. Ann. Inst. Mét. Roman. **9**, C. 320; 1893.
(140) S. 56. J. Hann, Dasselbe auf dem Sonnblick. Wien. Ber. **104** [2a], 351; 1905.
(141) S. 57. R. Süring. Vertikale Verteilung der Feuchtigkeit. Wissensch. Luftfahrten **3**, 133; 1900.
(142) S. 57. W. J. Humphreys. Dasselbe. Bull. Mount Weather Obs. **4**, 121; 1911.
(143) S. 58. Rosenthal. Negative Wolken. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. **2**, 79; 1907.
(144) S. 58. J. Schubert. Taupunkt in der Höhe. Met. ZS. **26**, 390; 1909.
(145) S. 59. A. J. Ceyp. Schwüle. Himmel und Erde **1**, 596; 1889.

(146) S. 59. A. Anderson. Taupunkt und nächtliches Temperaturminimum. Edinb. Phil. Journ. **11**, 161; 1824.
(147) S. 60. R. Billwiller. Föhn. Met. ZS. **16**, 204; 1899.
(148) S. 60. Ebel. Dasselbe. Mitt. d. naturf. Ges. Zürich **2**, 24 und
(149) S. 60. James P. Espy. Dasselbe. Philosophy of storms, Boston 1841. Fourth Met. Rep., Febr. 1857, zit. von J. Hann. Met. ZS. **2**, 393; 1885.
(150) S. 60. H. v. Helmholtz. Dasselbe. Populäre Vorträge **1**, 97; 1876.
(151) S. 60. H. Wild. Dasselbe. Über Föhn und Eiszeit. Bern 1868. Der Schweizer Föhn. Bern 1868.
(152) S. 60. J. Hann. Dasselbe. Außer anderen Arbeiten, die in Hann, Klimatologie **1**, 332; 1897 zusammengestellt sind: Wien. Ber. **85** [2], 416; 1882. Met. ZS. **2**, 393; 1885.
(153) S. 61. Derselbe. Dynamische Abkühlung feuchter Luft. ZS. d. österr. Ges. f. Met. **9**, 326; 1874.
(154) S. 63. W. Trabert. Luftdruckverteilung bei Föhn. Met. ZS. **25**, 1; 1908.
(155) S. 63. H. v. Ficker. Föhn. Met. ZS. **27**, 439; 1910. Wien. Denkschr. **85**; 1910.
(156) S. 63. J. Maurer. Dasselbe. Met. ZS. **26**, 165; 1909.
(157) S. 64. H. Wild. Föhn. Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. **38**, 2. Hälfte; 1901.
(158) S. 64. S. Róna. Kossava und Nemere. Met. ZS., Hann-Bd., 151; 1906.
(159) S. 64, 96. J. Maurer. Föhn. Atmosphärische Strahlenbrechung. Met. ZS. **22**, 49; 1905.
(160) S. 64. Kerner v. Marilaun. Föhn. ZS. d. D.-Österr. A.-V. **23**, 1892. Titelbild.
(161) S. 64. Friedr. Treitschke. Dasselbe. Jahrb. d. Kgl. Akad. d. gemeinnützigen Wissensch. Erfurt (N. F.), Heft 29; 1903.
(162) S. 64. P. Czermak. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 35; 1903.
(163) S. 64. Derselbe. Dasselbe. Wien. Anz. 1901, S. 310. Phys. ZS. **3**, 185; 1902. Met. ZS. **19**, 75; 1903.
(164) S. 64. A. Defant. Dasselbe. Met. ZS. **23**, 229; 1906.
(165) S. 65. W. Trabert. Dasselbe. Wien. Denkschr. **81**, 1907. Auszug Met. ZS. **28**, 530; 1911.
(166) S. 65. H. v. Ficker. Dasselbe. Met. ZS. **28**, 530; 1911.
(167) S. 65, 155. W. v. Bezold. Klimatische Bedeutung vertikaler Luftströme. Berl. Sitzber. 1900, S. 356.
(168) S. 65. R. Billwiller sen. Bergföhn und antizyklonaler Föhn. Met. ZS. **16**, 204; 1899.
(169) S. 65. Rob. Billwiller jun. Dasselbe. Diss., Bern 1904. Ann. d. Schweiz. Met. Zentralanst. 1902.
(170) S. 66. Baron F. Wrangel. Bora. Wild Repert. f. Met. **5**, Nr. 4; 1876. ZS. d. österr. Ges. f. Met. **11**, 238; 1876.
(171) S. 66. G. Schwalbe. Verdunstung. Met. ZS. **19**, 49; 1902.
(172) S. 66. O. Bock. Dasselbe. Beitr. z. Geophysik **6**. Auszug Met. ZS. **21**, 82; 1904.
(173) S. 66. F. Schwab. Dasselbe. Met. ZS., Hann-Bd., 23; 1906.
(174) S. 67. T. Okada. Dasselbe. Met. ZS. **19**, 339; 1902.
(175) S. 67, 155. Leonardo da Vinci. Hygrometer und Stärketafel. Siehe Franz M. Feldhaus, ZS. f. Instrumentk. **32**, 274; 1912.
(176) S. 68. T. Okada. Hülle für das feuchte Thermometer. J. Met. Soc. of Japan, April 1906. Auszug Met. ZS. **24**, 335; 1907.
(177) S. 68. N. Ekholm. Psychrometer unter 0°. Exploration internat. des régions polaires. Observ. faites au Cap Thordsen, Spitzberg, par l'expéd. suéd. publ. par l'acad. roy. des sc. de Suède **1**, Stockholm; 1891.

(178) S. 69. Coulier. Staubkerne bei der Nebelbildung. Journ. de pharm. et de chim. (4) **22**, 165, 254; 1875.
(179) S. 69. John Aitken. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. Edinb. **11**, 14, 122; 1880/81. Nature **23**, 195; 1881, und spätere Arbeiten.
(180) S. 69, 70. Rob. v. Helmholtz. Dasselbe. Diss., Berlin 1885. Wied. Ann. **27**, 508; 1886. Naturw. Rundsch. **1**, 69; 1886. Met. ZS. **3**, 263; 1886.
(181) S. 69. Gust. Melander. Dasselbe. Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Helsingfors 1897.
(182) S. 70. Sir William Thomson. Abhängigkeit des Dampfdruckes von der Form der Flüssigkeitsoberfläche. Proc. Roy. Soc. Edinb. **7**, 63; 1870. Phil. Mag. (4) **42**, 448; 1871.
(183) S. 70, 71. R. Assmann. Nebeltröpfchen. Met. ZS. **2**, 41; 1885.
(184) S. 70. P. Lenard und C. Ramsauer. Ultraviolette Strahlung und Nebelbildung. Sitzber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1910, Nr. 28, 31, 32; 1911, Nr. 16, 24. Auszug Met. ZS. **29**, 150; 1912.
(185) S. 71. R. Clausius. Dunstbläschen. Crelles Journ. **34**; 1847. **36**; 1848. Pogg. Ann. **72**, 294; 1847. **76**, 161, 188; 1849.
(186) S. 71. Joh. Kiessling. Nebeltröpfchen. Met. ZS. **1**, 121; 1888.
(187) S. 72. H. Elias. Nebelbildung. Ergebn. d. Arb. am Aeronaut. Obs. Okt. 1901 bis Dez. 1902. Berlin 1904.
(188) S. 73. Gottfr. Streun. Nebelverhältnisse der Schweiz. Diss., Bern 1899. Ann. d. Schweiz. Met. Zentralanst. 1899.
(189) S. 73. W. v. Bezold. Geringe Kondensation durch Luftmischung. Berl. Sitzber. 1890, S. 355.
(190) S. 73. Victor Conrad. Wassergehalt der Wolken. Wien. Denkschr., math.-phys. Kl., **73**; 1901. Met. ZS. **16**, 566; 1901. 10. Jahresber. d. Sonnblick-Ver. f. d. Jahr 1901, S. 7.
(191) S. 74. A. Wagner. Dasselbe. Met. ZS. **26**, 371; 1909.
(192) S. 74. T. Okada. Aufsteigender Luftstrom, erwähnt bei Fourier, Théorie analytique de la chaleur 1822. Met. ZS. **27**, 88; 1910.
(193) S. 74. Kurt Wegener. Aufsteigender Strom. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen **7**; 1910.
(194) S. 74. Will. Ferrel. Untere Wolkengrenze. A popular treatise on the winds. New York 1880. 33 S.
(195) S. 74. Heinr. Hertz. Feuchtigkeitsstadien aufsteigender Luft. Met. ZS. **1**, 421, 474; 1884.
(196) S. 74. H. Mohn. Dasselbe. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 211.
(197) S. 77. A. Berson. Latente Wolken. Wissenschaftl. Luftfahrten **2**, 158, 284; 1900.
(198) S. 77. Luke Howard. Wolkenformen. An essay of the modifications of clouds, London 1802; neu aufgelegt, London 1865. Die Wolkenformen sind auch beschrieben in: Tilloch Phil. Mag. Nr. 62. Bibl. britann. Sc. and Arts **27**, 185. Gilb. Ann. **21**, 137; 1805 und Nicholsons Journ. 1811. Gilb. Ann. **51**, 1; 1815.
(199) S. 77. W. v. Goethe. Wandwolke. Goethes sämtliche Werke, Cottasche Ausgabe von 1840—1858, **40**, 316.
(200) S. 78. H. Hildebrandsson, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort. Atlas international des nuages. Paris, Gauthier-Villars et fils, 1896. 2. Aufl., bearb. von Hildebrandsson und Teisserenc de Bort, 1910.
(201) S. 80. R. Süring. Cumulusbildung. Met. ZS. **17**, 177; 1900. Vgl. auch Wissenschaftl. Luftfahrten **3**, 190; 1900.

(202) S. 81. F. Vettin. Rauchversuche. Pogg. Ann. **102**, 246; 1857. Met. ZS. **1**, 227, 271; 1884. Vgl. auch Börnstein, ZS. f. phys. u. chem. Unterr. **18**, 152; 1905.
(203) S. 81. K. Mack. Wirbelbewegungen. Met. ZS. **15**, 280; 1898.
(204) S. 81. Georg Kötschau. Dasselbe. Diss., Halle 1885.
(205) S. 81. K. Mack. Wolkenformen. Met. ZS. **20**, 289; 1903.
(206) S. 81. P. Czermak. Flüssigkeitsbewegungen. Met. ZS. **27**, 210; 1910.
(207) S. 81, 84. A. de Quervain. Wolkenformen. Met. ZS. **25**, 433; 1908.
(208) S. 82. Streit. Hagelturmwolke. Met. ZS. **13**, 14; 1896.
(209) S. 83. C. Kassner. Dasselbe. Met. ZS. **18**, 526; 1901.
(210) S. 83. H. I. H. Groneman. Dasselbe. Met. ZS. **18**, 176; 1901.
(211) S. 84. Clement Ley. Wolken und Wetterzeichen. Die moderne Meteorologie. Sechs Vorlesungen, gehalten auf Veranlassung der Meteor. Gesellsch. zu London. Deutsche Origin.-Ausg. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1882, S. 152.
(212) S. 84. F. Erk. Flußläufe auf einer Wolkendecke abgebildet. Illustr. Mitt. d. Oberrhein. Ver. f. Luftschiffahrt 1898, Heft 2, 3. Met. ZS. **15**, 216; 1898.
(213) S. 84. K. v. Bassus. Dasselbe. Ill. Aeronaut. Mitt. **9**, 9; 1905. Jahrb. d. Deutsch. Luftschiff.-Verb. 1905, S. 149.
(214) S. 86. Derselbe. Gleiche Erscheinung über dem Rheinfall. Prometheus **16**, Nr. 808, 441; 1905.
(215) S. 86. Derselbe. Das Nämliche, von unten gesehen. Ill. Aeronaut. Mitt. **10**, 433; 1906.
(216) S. 86. H. v. Helmholtz. Wogenwolken. Berlin. Sitzber. 1889 [2], S. 761. Verh. Physik. Ges. **8**, 61; 1889.
(217) S. 87. H. Osthoff. Mammatocumulus. Met. ZS. **23**, 401; 1906.
(218) S. 87. R. Süring. Cirrusformen. Met. ZS. **28**, 568; 1911.
(219) S. 88. A. Gockel. Entstehen der Cirren. Met. ZS. **25**, 235; 1908.
(220) S. 88. F. Vettin. Messung der Wolkenbewegung. Österr. ZS. f. Met. **17**, 267, 351; 1882. **18**, 92, 162; 1883.
(221) S. 88. N. Ekholm. Dasselbe. Met. ZS. **5**, 125; 1888.
(222) S. 89. Ed. Dolezal. Dasselbe. Wien. Ber. **61** [2a], 788; 1902.
(223) S. 89. Jos. Rheden. Wolkenhöhen. Met. ZS. **23**, 497; 1906. **24**, 561; 1907. **26**, 60; 1909.
(224) S. 89. F. Vettin. Dasselbe. Österr. ZS. f. Met. **17**, 275; 1882.
(225) S. 89, 91. R. Süring. Dasselbe. Met. ZS. **21**, 358; 1904. (Potsdamer Beobachtungen.) Ill. Aeronaut. Mitt. 1901, S. 97.
(226) S. 90. A. Woeikoff. Räumliche Verteilung der Bewölkung. Met. ZS. **25**, 357; 1908.
(227) S. 90. J. Liznar. Täglicher Gang der Bewölkung. Österr. ZS. f. Met. **20**, 241; 1885.
(228) S. 91. O. Meissner. Dasselbe. Met. ZS. **24**, 406; 1907.
(229) S. 92, 94. J. Maurer. Sonnenscheinautograph. Met. ZS. **26**, 459; 1909. **29**, 518; 1912.
(230) S. 93. Pickering. Pole Star Recorder, bei Marten, Ergebn. d. met. Beob. in Potsdam i. J. 1909, S. X.
(231) S. 93, 94. J. Hann. Sonnenscheindauer. Lehrb. d. Met., 2. Aufl., 1906, S. 220.
(232) S. 93. J. Westman. Dasselbe. Svenska Vetensk. Handl. **42**, No. 6; 1907. Auszug Met. ZS. **25**, 42; 1908.
(233) S. 93. Th. Moureaux. Dasselbe. Annu. Soc. Mét. de France, Nov. 1906. Auszug Met. ZS. **24**, 380; 1907.
(234) S. 93. A. V. Johansson. Dasselbe. Öfvers. Finska Vetensk.-Soc. Förhandl. **50**, Nr. 13; 1907/08. Auszug Met. ZS. **26**, 521; 1909.

(235) S. 93. Doberck. Dasselbe. Met. ZS. **23**, 465; 1906.
(236) S. 93. Grühn. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 135; 1900.
(237) S. 94. Georg Neumann. Dasselbe. Met. ZS. **29**, 291; 1912.
(238) S. 94. W. Marten. Dasselbe. Veröffentl. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. Nr. 192. Ergebn. d. met. Beob. in Potsdam 1904. Auszug Met. ZS. **25**, 523; 1908.
(239) S. 95. V. Kremser. Sonnenlose Tage. Wetter **22**, 97; 1905.
(240) S. 95. P. Wilski. Durchsichtigkeit der Luft. Diss., Rostock 1902.
(241) S. 95. Maxim. Samec. Dasselbe. Wien. Ber. **114** [2a], Nov. 1905. Auszug Met. ZS. **23**, 181; 1906.
(242) S. 96. Alfred Wegener. Luftspiegelung. Met. ZS. **26**, 23; 1909.
(243) S. 96. F. A. Forel. Dasselbe. C. R. **153**, 27. Nov. 1911. Met. ZS. **29**, 124; 1912.
(244) S. 97. A. Miethe und E. Lehmann. Dämmerung. Met. ZS. **26**, 97; 1909.
(245) S. 99. W. v. Bezold. Dämmerungserscheinungen nach dem Krakatauausbruch. Österr. ZS. f. Met. **19**, 72; 1884.
(246) S. 99. G. Neumayer. Staub vom Krakatau. Met. ZS. **1**, 1, 49, 156, 181, 277, 311; 1884.
(247) S. 99. E. A. Rollo Russel und E. Douglas Archibald. Optische Erscheinungen infolge des Krakatauausbruches. In: The eruption of Krakotoa and subsequent phenomena. Report of the Krakatoa-Committee of the Royal Society. Edited by G. J. Symons, London 1888, besprochen von J. M. Pernter. Met. ZS. **6**, 329, 409, 447; 1889.
(248) S. 99. Joh. Kiessling. Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen zur Erklärung der nach dem Krakatauausbruch beobachteten atmosphärisch-optischen Störung. Hamburg und Leipzig, Leop. Voss, 1888.
(249) S. 99. M. Wolf. Bishopscher Ring. Vierteljahrsschr. d. Astron. Ges. **38**, 1117. Met. ZS. **20**, 377; 1903.
(250) S. 99. W. Láska. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 568; 1903. **21**, 514; 1904.
(251) S. 99. F. A. Forel. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 519; 1903. C. R. **138**, 688; 1904. **140**, 694; 1905. Met. ZS. **21**, 225; 1904. **22**, 170; 1905.
(252) S. 99. J. Maurer. Dasselbe. Met. ZS. **22**, 91; 1905.
(253) S. 99. Fr. Busch. Dasselbe. Met. ZS. **24**, 175; 1907. **25**, 314; 1908. **27**, 61; 1910.
(254) S. 100. O. Jesse. Leuchtende Nachtwolken. Met. ZS. **9**, 413; 1892. Astron. Nachr. **140**, 161; 1896.
(255) S. 100. Dasselbe. Gaea **35**, 634; 1899. Met. ZS. **17**, 182; 1900.
(256) S. 100. W. H. Julius. Grüner Strahl. Arch. Néerl. (2) **6**, 385; 1901. Auszug bei A. Schmidt, Deutsche Revue, Aprilheft 1902. Met. ZS. **19**, 337; 1902.
(257) S. 102. J. B. Messerschmitt. Halophänomene. Ann. d. Hydr. **28**, 32; 1900. Met. ZS. **18**, 120; 1901.
(258) S. 102. A. Sprung. Halophotographie. Met. ZS. **19**, 345; 1902.
(259) S. 102. H. Mohn. Nordlicht. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 386.
(260) S. 103. Carl Störmer. Dasselbe. C. R. **150**, 24; 1910. **152**, 1194; 1911. Met. ZS. **28**, 487; 1911.
(261) S. 103. A. Paulsen. Dasselbe. Overs. Danske Vid. Selsk. Forh. 1895, p. 279.
(262) S. 103. P. Lenard. Dasselbe. Sitzber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1910, Nr. 17; 1911, Nr. 12. Auszug Met. ZS. **28**, 481; 1911.
(263) S. 104. W. F. Badgley. Taubildung. Quart. Journ. Met. Soc. **17**, 80; 1891.

(264) S. 104. R. Russel. Dasselbe. Observations on dew and frost, publ. by Mr. Edward Stanford. Auszug Nature **47**, 210; 1892/93; Met. ZS. **10**, 390; 1893.
(265) S. 104. E. Wollny. Dasselbe. Wollny, Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphys. **15**, 111; 1892.
(266) S. 105. W. Knoche. Glatteis. Met. ZS. **28**, 93; 1911.
(267) S. 106. J. Aitken. Reif. Proc. Roy. Soc. Edinb. **14**, 121; 1886/87.
(268) S. 106. R. Assmann. Rauhreif. Wetter **2**, 25; 1886.
(269) S. 107. W. Schmidt. Zusammenfließen der Regentropfen. Met. ZS. **25**, 496; 1908.
(270) S. 107, 108. P. Lenard. Regentropfen. Met. ZS. **21**, 249; 1904.
(271) S. 107. Alb. Defant. Größe der Regentropfen. Wien. Ber. **114**, 585; 1905. Auszug Met. ZS. **22**, 321; 1905.
(272) S. 108. P. Lenard. Deformation der fallenden Tropfen. Wied. Ann. **30**, 230; 1887.
(273) S. 108. W. Schmidt. Tropfengröße und Fallgeschwindigkeit. Wien. Ber. **118** [2a], 71; 1909. Auszug Met. ZS. **26**, 183; 1909.
(274) S. 109. J. M. Pernter. Größe der Wolkenteilchen. Met. ZS., Hann-Bd., 378; 1906.
(275) S. 110. W. v. Bezold. Graupeln. Berl. Sitzber. 1892, S. 306 u. 307.
(276) S. 110. E. Barkow. Dasselbe. Met. ZS. **25**, 456; 1908.
(277) S. 110. C. Kassner. Temperatur bei Schnee und Graupeln. Jahresber. d. Berl. Zweigver. d. D. Met. Ges., 24. Jahrg., 1907, Berlin 1908. Met. ZS. **25**, 348; 1908.
(278) S. 110. Karl Prohaska. Hagel. Met. ZS. **23**, 225; 1906.
(279) S. 110. Ch. Goutereau. Dasselbe. Annu. Soc. Mét. de France **50**, 106; 1902. Met. ZS. **19**, 312; 1902.
(280) S. 110. J. R. Plumandon. Dasselbe. Met. ZS. **19**, 376; 1902.
(281) S. 111. K. Prohaska. Dasselbe. Met. ZS. **8**, 125; 1891. **22**, 178; 1905.
(282) S. 111. J. M. Pernter. Dasselbe. Met. ZS. **19**, 378; 1902.
(283) S. 111. Ad. Rörig. Dasselbe. Naturw. Wochenschr. (N. F.) **1**, 572; 1902. Met. ZS. **19**, 580; 1902.
(284) S. 111. Alfred Wegener. Schneekristalle. Met. ZS. **29**, 247; 1912. (Aus: Thermodynamik der Atmosphäre.)
(285) S. 111. J. Westman. Dasselbe. Mission scientifique pour la mesure d'un arc de méridien au Spitzberg 1899—1902. Mission Suédoise **2**, sect. VIII. Stockholm 1906. Auszug Met. ZS. **24**, 333; 1907.
(286) S. 112. W. Köppen. Stellung der fallenden Schneekristalle. Met. ZS. **25**, 280; 1908.
(287) S. 112. Wilh. Schmidt. Dasselbe. Met. ZS. **25**, 372; 1908.
(288) S. 112. George C. Simpson. Dasselbe. Met. ZS. **25**, 557; 1908.
(289) S. 112. Wilh. Meinardus. Eisregen. Wetter **15**, 247; 1898.
(290) S. 112. E. Kleinschmidt. Dasselbe. Met. ZS. **29**, 81; 1912.
(291) S. 112. Bates. Regenerzeugen durch Explosionen. Met. ZS. **25**, 454; 1908.
(292) S. 112. Albert Stiger. Hagelschießen. Met. ZS. **14**, 32, 148; 1897.
(293) S. 114. G. Suschnig. Dasselbe. Referat über die Erfolge und Beobachtungen beim Wetterschießen in Österreich, erstattet dem 2. internat. Wetterschießkongreß in Padua (25. bis 29. Novbr. 1900). Graz, Carl Greinitz Neffen.
(294) S. 114. J. M. Pernter. Dasselbe. Met. ZS. **24**, 97; 1907.
(295) S. 114. G. Lachmann. Gewitter und Hagel an den Schießplätzen. Met. ZS. **18**, 559; 1901.
(296) S. 114. Rich. Fritzsche. Diss., Halle 1906. Zeitschr. f. Gewässerk. **7**, 321; 1906. Auszug Met. ZS. **25**, 32; 1908.

(297) S. 115. V. Kremser. Niederschlagshöhe am preußischen Höhenzuge. In: Die klimatischen Verhältnisse des Memel-, Pregel- und Weichselstromgebietes. Berlin 1900, 57. Auszug Met. ZS. **17**, 289, 337; 1900.
(298) S. 116. R. Assmann. Gebirge und Niederschlag. In: Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, herausgeg. v. R. Lehmann, **1**, Heft 6, 315. Stuttgart, Engelhorn, 1886.
(299) S. 116. J. Hann. Dasselbe. Hann, Klimatologie, 3. Aufl., **1**, 255; 1908.
(300) S. 116. F. Erk. Höhenregion der größten Niederschlagsmenge. Met. ZS. **4**, 55; 1887.
(301) S. 116. Hugo Meyer. Niederschlagsverhältnisse Deutschlands. Archiv der Seewarte **11**, Nr. 6; 1888.
(302) S. 116. G. Hellmann. Regenarme und regenreiche Gebiete Deutschlands. Met. ZS. **3**, 429, 473; 1886. Regenkarte der Provinzen Westpreußen und Posen. Berlin, Dietrich Reimer, 1900.
(303) S. 117. G. Schwalbe. Gewitterregen. Met. ZS. **24**, 385; 1907.
(304) S. 117. J. Hann. Täglicher Gang des Niederschlags. Lehrb. d. Met., 2. Aufl., S. 246; 1906.
(305) S. 117. Derselbe. Schneegrenze. Hann, Klimatologie, 3. Aufl., **1**, 272; 1908.
(306) S. 117. J. Maurer. Schneemassen und Lawinen im Gebirge. Met. ZS. **26**, 33; 1909.
(307) S. 118. A. Defant. Schneedichte. Wien. Ber. **117**, Nov. 1908. Auszug Met. ZS. **26**, 362; 1909.
(308) S. 118. J. Maurer. Dasselbe. Met. ZS. **26**, 295; 1909.
(309) S. 119. E. v. Drygalski. Gletscherbewegung. Verh. D. Phys. Ges. **8**, 162; 1906.
(310) S. 120. J. Schubert. Wald und Niederschlag. Met. ZS. **23**, 444; 1906 **24**, 555; 1907.
(311) S. 120. A. Walter. Dasselbe. Met. ZS. **26**, 87; 1909.
(312) S. 120. K. v. Fischbach. Dasselbe. Münch. Allg. Ztg. 1900, Nr. 72, 73, 107. Met. ZS. **18**, 183; 1901.
(313) S. 121. E. Wollny. Vegetation und Wasserführung der Flüsse. Met. ZS. **17**, 491; 1900.
(314) S. 121. Wills. Weideertrag und Regenhöhe. Scottish Geogr. Mag. **3**, zitiert bei Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 65; 1897.
(315) S. 121. Wilh. Meinardus. Haferernte und Niederschlagshöhe. Verh. d. VII. intern. Geogr.-Kongr., Berlin 1900, S. 421.
(316) S. 121. Grohmann. Ernteerträge und Witterung im Königreich Sachsen. Das Klima d. Kgr. Sachsen, Heft 6, Teil II. Amtl. Publ. d. Kgl. Sächs. met. Inst., Chemnitz 1901.
(317) S. 122. P. Holdefleiß. Ausfrieren des Getreides. Fühlings Landw. Ztg. **52**, Heft 24, 1903. Met. ZS. **21**, 314; 1904.
(318) S. 123. W. Köppen. Niederschlagsdauer. Met. ZS. **2**, 10; 1885.
(319) S. 124. Y. Wada. Ältester Regenmesser. Scient. Mem. of the Korean Met. Observ. Chemulpo **1**, Korea 1910. Met. ZS. **28**, 232; 1911.
(320) S. 124. Jogindra Nath Sammada. Alte Regenmessungen. Quart. Journ. Roy. Soc., Jan. 1912. Met. ZS. **29**, 173; 1912.
(321) S. 124. W. S. Jevons. Aufstellung des Regenmessers. Phil. Mag. (4) **22**, 421; 1861.
(322) S. 124. F. E. Nipher. Schutztrichter für Regenmesser. Proc. Amer. Assoc. for the Adv. of Sc., St. Louis Meeting, 1878. Österr. ZS. f. Met. **14**, 250; 1879.
(323) S. 124. R. Börnstein. Dasselbe. Met. ZS. **1**, 381; 1884.

(324) S. 124. R. Billwiller jun. Dasselbe. Met. ZS. **27**, 193; 1910.
(325) S. 125. A. Leduc. Gewicht von 1 Liter Luft. Ann. chim. phys. (7) **15**, 27; 1908.
(326) S. 125. Lord Rayleigh. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. **53**, 147; 1893.
(327) S. 125. Dasselbe. Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 4. Aufl., 1912, S. 16.
(328) S. 126. W. Köppen. Luftdruck in Kraftmaß. Met. ZS. **26**, 198; 1909.
(329) S. 126. V. Bjerknes und J. W. Sandström. Dasselbe. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. **2**, 1; 1906.
(330) S. 127. Wilh. Ferrel. Luftdruckverteilung nach geographischer Breite. Meteor. Researches 1; Appendix 20 zu: Report of the Superintendent of the U. St. Survey 1875, S. 400.
(331) S. 127. O. Baschin. Dasselbe. ZS. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin **30**, 368; 1895.
(332) S. 128, 134. J. Hann. Täglicher Gang des Luftdrucks. Wien. Denkschr., math.-phys. Kl., **55**, 73 S., 1889.
(333) S. 130. Sir William Thomson. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. of Edinbourgh **11**, 396; 1882. Die betreffende Stelle ist wörtlich angeführt bei Hann, Met. ZS. **15**, 364; 1888.
(334) S. 130. M. Margules. Dasselbe. Wien. Ber. **99** [2a], 204; 1890. **101** [2a], 597; 1892. **102** [2a], 11, 1369; 1893. Ausführlicher Auszug durch Trabert, Met. ZS. **20**, 481, 544; 1903.
(335) S. 130. J. Hann. Dasselbe. Met. ZS. **15**, 368; 1898.
(336) S. 130. R. Börnstein. Dasselbe. Wien. Ber. **113** [2a], 721; 1904. Met. ZS. **22**, 299; 1905.
(337) S. 131, 134. T. Okada. Dasselbe. Tokyo Sugaku-Buturigakkwai Kizi (2) **4**, Nr. 13, S. 255; 1908. Auszug Met. ZS. **25**, 366; 1908.
(338) S. 132. O. Hecker. Flut und Ebbe des festen Erdballes. Veröffentl. d. Kgl. Preuß. Geod. Inst. (N. F.), Nr. 32; 1907.
(339) S. 134. R. Börnstein. Täglicher Gang des Luftdrucks. Met. ZS. **8**, 161; 1891.
(340) S. 134. H. Bahr. Luftdruckveränderlichkeit. Diss., Berlin 1910. Auszug Met. ZS. **28**, 497; 1911.
(341) S. 135. H. C. Bolton. Erstmaliges Vorkommen des Wortes „Barometer“. Science (N. F.) **17**, 547; 1903. Met. ZS. **20**, 332; 1903.
(342) S. 135. A. Lawr. Rotch. Dasselbe. Science (N. F.) **17**, 708; 1903. Met. ZS. **20**, 332, 368; 1903.
(343) S. 136. Wiebe. Siedepunkte des Wassers bei verschiedenem Druck. ZS. f. Instrk. **13**, 329; 1893. Tafeln für die Spannkraft des Wasserdampfes, 2. Ausg. Braunschweig 1903.
(344) S. 137. Dan. Gabr. Fahrenheit. Dasselbe. Phil. Trans. 1724/25. Zitiert bei Ferd. Rosenberger, Geschichte der Physik **2**, 282; 1884.
(345) S. 137. H. Mohn. Hypsothermometer. Vidensk. Selsk. Skr. Christiania **1**, Nr. 2, S. 1; 1899. Referat Met. ZS. **16**, 333; 1899. Außerdem Met. ZS. **25**, 193, 567; 1908.
(346) S. 137. Paul Samel. Dasselbe. Diss., Marburg 1910. Auszug Met. ZS. **28**, 424; 1911.
(347) S. 137. A. L. Rotch. Neigung des Windes gegen die Horizontale. Ann. Astron. Obs. of Harvard College **68**, II, Cambridge 1911; zitiert bei A. Wegener, Met. ZS. **29**, 56, 1912.
(348) S. 142. William Ferrel. Ablenkende Wirkung der Erddrehung. The Mathem. Monthly, ed. by J. D. Runkle, New York, **1**, 140, 210, 300, 366, 397; 1859. **2**, 89, 339, 374; 1860. Auszug The Nashville Journal and Surgery, ed. by W. K. Bowling, etwa 1857, und Sillim. Amer. Journ. (2) **31**, 27; 1861.

(349) S. 142. M. Thiesen. Dasselbe. Österr. ZS. f. Met. **14**, 203; 1879.

(350) S. 142. J. H. Lambert. Beziehungen zwischen Druck und Wind. Abh. d. kurbayer. Akad. d. Wiss. **3**, II, 100; 1765.

(351) S. 142. H. W. Brandes. Dasselbe. In: Beiträge zur Witterungskunde. Leipzig 1820. 78 S.

(352) S. 142. James P. Espy. Dasselbe. The philosophy of storms. Boston, Charles C. Little and James Brown, 1841. Fourth Meteorological Report, Washington 1837. Das Wesentlichste aus dem Inhalt dieser Arbeiten wurde bereits der British Association for the Advancement of Science im September 1849 vorgetragen.

(353) S. 142. C. H. D. Buys-Ballot. Barisches Windgesetz. Archiv f. holländ. Beitr. z. Natur- u. Heilkunde, herausgeg. von Donders u. Berlin, Utrecht **3**, 85; 1864. Auszug: Versl. en Meded. d. Kon. Acad. van Wet. Amsterdam **7**, 75; 1858. C. R. **45**, 765; 1857. Wien. Ber. **42**, 299; 1860. Ausführlicher in: La Science, 3. année no. 87, p. 459. Ein an Poggendorffs Annalen im August 1860 eingesandter Bericht über die Arbeit wurde nicht aufgenommen (Donders Arch., l. c., S. 95). Die hier angewandte Schreibweise Buys-Ballot findet sich auf der Dissertation (1844) und auf den meisten anderen Arbeiten des holländischen Meteorologen, sowie auch auf dem Denkmal, welches ihm an der Stätte seines Wirkens in De Bilt bei Utrecht errichtet wurde. Doch scheint diese Form aus Zusammensetzung des ursprünglichen Familiennamens Ballot mit dem Vornamen Buijs unter Ersetzung des ij durch y entstanden zu sein. Wie Herr Dr. J. D. van der Plaats in Utrecht mir freundlichst mitteilte, ist in den Akten des Standesamtes zu Kloetinge bei Goes in Zeeland der am 10. Oktober 1817 geborene Sohn des dortigen reformierten Pfarrers Ballot mit den Vornamen Christophorus Henricus Dedericus Buijs eingetragen. Ein Bruder des Meteorologen nannte sich gleichfalls nur Ballot.

(354) S. 142. F. Galton. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. **12**, 385; 1863. Die Entstehungsgeschichte des barischen Windgesetzes findet sich sehr ausführlich bei Siegm. Günther und Simon Dannenbeck, Sitzber. d. math.-phys. Kl. d. kurbayer. Akad. d. Wiss., München **35**, 381; 1905.

(355) S. 142. Th. Stevenson. Gradient. Journ. of the Scottish Met. Soc. **2**, 132; 1867.

(356) S. 143. E. van Everdingen. Ablenkungswinkel. Phys. ZS. **9**, 796; 1908.

(357) S. 143. Tage Koraen. Dasselbe. Diss., Upsala 1910.

(358) S. 143. J. Hann. Dasselbe. Lehrb. d. Meteorologie, 2. Aufl., 1906, S. 371.

(359) S. 143. A. Berson. Dasselbe. Prot. d. Ver. d. internat. Komm. f. wissensch. Luftschiffahrt in Petersburg 1904, S. 98. Zitiert bei Köppen, Met. ZS. **28**, 162; 1911.

(360) S. 143. W. Köppen. Dasselbe. Ann. d. Hydr. **36**, 49; 1908.

(361) S. 143. Kurt Wegener. Dasselbe. Met. ZS. **23**, 289; 1906.

(362) S. 144. A. Sprung. Gradienten. Arch. d. Seewarte **2**, Nr. 2, 1879.

(363) S. 144. W. Köppen. Windgeschwindigkeiten. Arch. d. Seewarte **21**, Nr. 5, 1898. Die Zahlen sind abgedruckt bei E. Knipping, Met. ZS. **21**, 196; 1904.

(364) S. 144. J. Hann. Dasselbe. Lehrb. d. Meteorologie, 2. Aufl., S. 281; 1906.

(365) S. 145. Bezeichnung der Windstärken an der Seewarte. Ann. d. Hydr. **31**, 1; 1903.

(366) S. 145. O. Reynolds. Wirbelbewegung. Phil. Transact. London Roy. Soc. **174**, 935; 1883. Proc. Roy. Soc. **35**, 84; 1883.

(367) S. 145. Alfr. Wegener. Dasselbe. Met. ZS. **29**, 49; 1912.
(368) S. 145. J. S. Dines. Abnahme des böigen Windcharakters nach oben. Second Report on Wind Structure, London 1911. Met. ZS. **29**, 37; 1912.
(369) S. 140. William Ferrel. Windsystem der Erde. The motions of fluids and solids on the Earths surface. Profess. Pap. of the Signal Service **8**, 1882 (Neudruck).
(370) S. 146, 198. H. H. Hildebrandsson. Dasselbe. Rapport sur les observations internationales des nuages au comité international météorologique. I. Historique. Circulation générale de l'atmosphère. Upsala 1903. Auszug Met. ZS. **20**, 225; 1903.
(371) S. 147. L. Teisserenc de Bort und Lawrence Rotch. Passate und Antipassate. Annales Bur. centr. mét. de France 1905, **1**. Paris 1909. Auszug Met. ZS. **27**, 427; 1910.
(372) S. 148. A. Berson. Windrichtung in der Höhe. Wissensch. Luftf. **3**, 208; 1900.
(373) S. 148, 153. G. Hellmann. Verteilung der Windstärke. Met. ZS. **14**, 321; 1897.
(374) S. 149. Max Kaiser. Land- und Seewind. Diss., Halle 1906. Auszug Met. ZS. **24**, 139; 1907.
(375) S. 149. J. Hann. Berg- und Talwind. Österr. ZS. f. Met. **14**, 444; 1879.
(376) S. 149. Chr. Schultheiss. Dasselbe. Wetter **13**, 131, 149; 1896.
(377) S. 150. St. Murat. Schwächung des Windes durch Wald. Annal. d. Rumän. Akad. Bukarest 1907, S. 33. Met. ZS. **25**, 229; 1908.
(378) S. 150. H. v. Ficker. Unruhe der Luft im Lee des Bergrückens. Met. ZS. **28**, 539; 1911.
(379) S. 150. J. Maurer. Vermehrte Windstärke beim Überschreiten der Alpen. Met. ZS. **16**, 110; 1899.
(380) S. 150. H. Elias. Ablenkung des Seewindes an der Küste. Ber. über d. aerolog. Exped. d. Kgl. Aeronaut. Obs. nach Ostafrika i. J. 1908. Ergebn. d. Arb. d. Aeronaut. Obs. Lindenberg 1910, S. 114.
(381) S. 151. A. Berson. Wachsen der Windstärke nach oben hin. Wissensch. Luftf. **3**, 206, 215, 221; 1900.
(382) S. 151. W. Köppen. Dasselbe. Met. ZS. **28**, 160; 1911.
(383) S. 151. James P. Espy. Täglicher Gang der Windstärke. The philosophy of storms, Boston 1842, Introduktion XIV.
(384) S. 151. W. Köppen. Dasselbe. Österr. ZS. f. Met. **14**, 333, 377; 1879.
(385) S. 152. J. Hann. Dasselbe. Wien. Ber. **102** [2a], 119; 1893. Für den Sonnblickgipfel: Wien. Ber. **103** [2a], 619; 1894.
(386) S. 153. W. Köppen. Dasselbe für Bermuda. Ann. d. Hydr. **11**, 625; 1893.
(387) S. 153. A. Sprung. Tägliche Drehung der Windfahne. Lehrb. d. Meteorologie 1885, S. 345.
(388) S. 153. J. Hann. Windstärke und Luftdruck (täglicher Gang) auf Berggipfeln. Met. ZS. **25**, 220; 1908. Wien. Ber. **118** [2a], 1283; 1909. Auszug Met. ZS. **27**, 319; 1910.
(389) S. 153, 155. V. Kremser. Jährlicher Gang der Windstärke. Met. ZS. **26**, 259; 1909.
(390) S. 153. O. Meissner. Dasselbe. Met. ZS. **25**, 400; 1908.
(391) S. 153. Friedr. Treitschke. Dasselbe. Beitr. z. Klimatol. Thüringens, Nachtrag, 1906, S. 14.
(392) S. 154. T. R. Robinson. Schalenkreuz. Transact. Roy. Irish Acad. **22**, 155; 1852.

(393) S. 155. W. v. Bezold. Plötzliche Druckzunahme beim Erstarren überkalteter Regentropfen. Berl. Sitzber. 1892, S. 291.
(394) S. 157. F. Vettin. Walzenform der Böen. Verh. Phys. Ges. Berlin 5, 94; 1886.
(395) S. 157. Wilh. Schmidt. Böenbewegung. Wien. Ber. 119 [2a], 1101; 1910. Met. ZS. 29, 103, 406; 1912.
(396) S. 158. W. Köppen. Regenböen. Ann. d. Hydr. 10, 730; 1882.
(397) S. 159. W. v. Goethe. Dasselbe. Goethes Werke, Cottasche Ausgabe in 40 Bänden, 40, 330; 1858.
(398) S. 160. W. Kesslitz. Fortschreiten einer Böe auf dem Meere. Met. ZS. 21, 292; 1904.
(399) S. 160. Alfred W. G. Wilson. Dasselbe auf Moosboden. Met. ZS. 20, 90, 1903.
(400) S. 160. F. Omori. Dasselbe auf festem Lande. August-Bulletin d. Kais. Japan. Komm. z. Untersuchung der Erdbeben. Nature 76, 553; 1907. Met. ZS. 25, 79; 1908.
(401) S. 160. Maillard. Dasselbe. C. R. 141, 742; 1905.
(402) S. 161. R. Börnstein. Gewitternasen. Met. ZS. 16, 1; 1899.
(403) S. 161. E. Durand-Gréville. Böenlinie. Annales Bur. Centr. Mét. de France. Mémoires B 249; 1892. C. R. 118, 829; 1894. Met. ZS. 11, 312; 1894.
(404) S. 162. W. Köppen. Gewittersturm vom 9. August 1881. Ann. de Hydr. 10, 595, 714; 1882.
(405) S. 163. Alfr. Wegener. Tromben. Met. ZS. 28, 201; 1911.
(406) S. 164. Benjamin Franklin. Drachenversuch. In: Des Herrn D. Benjamin Franklin (folgen Franklins Titel) sämtliche Werke, aus dem Englischen und Französischen übersetzt. Nebst des französischen Übersetzers, des Herrn Barbey-Dubourg, Zusätzen und mit einigen Anmerkungen versehen von G. T. Wenzel-Dresden, Waltherische Buchhandlung, 1780. In Bd. 1, S. 169, findet sich der von Benjamin Franklin Esqu. an einen nicht genannten Empfänger am 19. Oktober 1752 aus Philadelphia gerichtete „elfte Brief" mit der Beschreibung des Drachenversuches.
(407) S. 165. John M. Bacon. Donner ohne Rollen. Met. ZS. 19, 72; 1902.
(408) S. 165. E. Budde. „Hageldonner". Wetter 28, 175; 1911.
(409) S. 165. J. Precht. Blitzphotographie. Himmel und Erde 7, 177; 1895.
(410) S. 165. H. Kayser. Dasselbe. Berl. Sitzber. 1884, S. 1119. Wied. Ann. 25, 130; 1885.
(411) S. 165. George A. L. Rümker. Dasselbe. Himmel und Erde 11, 134; 1899.
(412) S. 166. Lad. v. Szalay. Dasselbe. Met. ZS. 20, 341; 1903.
(413) S. 166. H. H. Hildebrandsson. Perlschnurblitz. Met. ZS. 26, 44; 1909.
(414) S. 167. H. Mack. Dasselbe; mitgeteilt von A. Schmauss. Met. ZS. 27, 83; 1910.
(415) S. 167. B. Walter. Dasselbe. Jahrb. d. Hamburg. wissensch. Anst. 20, 1902/03. Ann. d. Phys. (4) 10, 393; 1903.
(416) S. 168. Max Töpler. Blitzspuren an Felsen. Met. ZS. 18, 481; 1901.
(417) S. 168. Gaetano und Giovanni Platania. Dasselbe. C. R. 141, 974; 1905. Met. ZS. 23, 317; 1906.
(418) S. 168. F. Pockels. Maximalstromstärke von Blitzen. Met. ZS. 15, 41; 1898. 18, 40; 1901.
(419) S. 169. W. M. Thornton. Kugelblitz. Phil. Mag. (6) 21, 630; 1911.

(420) S. 169. A. von Obermayer. St. Elmsfeuer. Met. ZS. 5, 324; 1888. Versuche darüber sind beschrieben Wien. Ber. 97 [2a], 247; 1888.
(421) S. 170. H. Mohn. Schallfortpflanzung. Ann. d. Hydr. 30, 85, 117; 1892.
(422) S. 171. Elektrotechnischer Verein. Leitsätze betreffend Blitzschutz. Elektrotechn. ZS. 22, 390; 1901.
(423) S. 172. F. Neesen. Blitzschutz. Verh. D. Phys. Ges. 12, 939; 1910.
(424) S. 172. A. von Obermayer. Dasselbe. Met. ZS. 29, 110; 1912.
(425) S. 172. G. Hellmann. Blitzgefahr. ZS. d. Kgl. Preuß. Statist. Bur. 1886, S. 177.
(426) S. 172. Keferstein. Dasselbe. Jahresber. über d. Verh. d. Naturf. Ges. in Halle 1821/22. Journ. f. Chem. u. Phys. 37, 4.
(427) S. 172. A. J. Monné. Dasselbe. Met. ZS. 19, 297; 1902.
(428) S. 172. E. Vanderlinden. Dasselbe. Annales mét. de l'Obs. de Belgique 1907. Auszug Met. ZS. 25, 93; 1908.
(429) S. 172. Hans Brodersen. Dasselbe. Diss., Kiel 1909. Auszug Wetter 28, 37; 1911.
(430) S. 173. W. v. Bezold. Dasselbe. Berl. Sitzber. 1899, S. 291.
(431) S. 173. O. Steffens. Dasselbe. Diss., Berlin 1904. ZS. f. d. gesamte Versicher.-Wissensch. 4, Heft 4.
(432) S. 173. K. Langbeck. Dasselbe. Met. ZS. 28, 307; 1911.
(433) S. 173. J. S. C. Schweigger und G. Schübler. Gewitterbeobachtungsdienst. Genaueres darüber bei S. Günther, Sitzber. d. kurbayr. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 1910, 4. Abh.
(434) S. 174. E. Boggio-Lera. Signalapparat für ferne Gewitter. Atti Accad. Gioenia di Catania (4a) 13; 1901. Met. ZS. 18, 139; 1901.
(435) S. 174. Pater Joh. Schreiber. Dasselbe. Met. ZS. 18, 321; 1901.
(436) S. 174. H. Mohn. Wärme- und Wirbelgewitter. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 379.
(437) S. 174. Ludw. Friedr. Kämtz. Sommer- und Wintergewitter. Kämtz, Lehrbuch der Meteorologie, Halle, Gebauer, 1832, 2, 464, 480.
(438) S. 174. G. Hellmann. Wärme- und Wirbelgewitter. Met. ZS. 2, 433; 1885.
(439) S. 175. W. v. Bezold. Dasselbe. Berl. Sitzber. 1892, S. 296, 299.
(440) S. 177. R. Börnstein. Gewitter im Juli 1884. Arch. d. Seewarte 8, Nr. 4, 1885.
(441) S. 177. K. Prohaska. Einfluß der Gebirge auf das Fortschreiten der Gewitter. Jahrb. d. k. k. Met. Zentr.-Anst. 1904. Met. ZS. 23, 368; 1906.
(442) S. 177. Kämtz. Einfluß der Gebirge auf Fortschreiten der Gewitter. Meteorologie (siehe 437) 2, 474.
(443) S. 177. F. Vettin. Dasselbe. Met. ZS. 2, 172; 1885.
(444) S. 178. R. Börnstein. Gewitterbeobachtung bei einer Luftfahrt. Met. ZS. 17, 377; 1900.
(445) S. 178. O. Wiener. Ringgewitter. Met. ZS. 28, 241; 1911.
(446) S. 178. E. Alt. Örtliche Gewitterverteilung. Peterm. Geogr. Mitt. 1910 Heft 1.
(447) S. 178, 179. A. Defant. Dasselbe. Met. ZS. 27, 341; 1910.
(448) S. 179. E. Reimann. Niedrig schwebende Gewitter. Met. ZS. 3, 249; 1886. 4, 164; 1887. Progr. d. Gymn. z. Hirschberg 1888.
(449) S. 179. Cl. Hess. Hochgewitter. Mitt. d. Thurgauischen Naturf. Ges. 15, 1; 1902. Auszug Met. ZS. 20, 522; 1903.
(450) S. 179. R. Süring. Gruppenweises Auftreten von Gewittern. Met. ZS., Hann-Bd., 339; 1906.

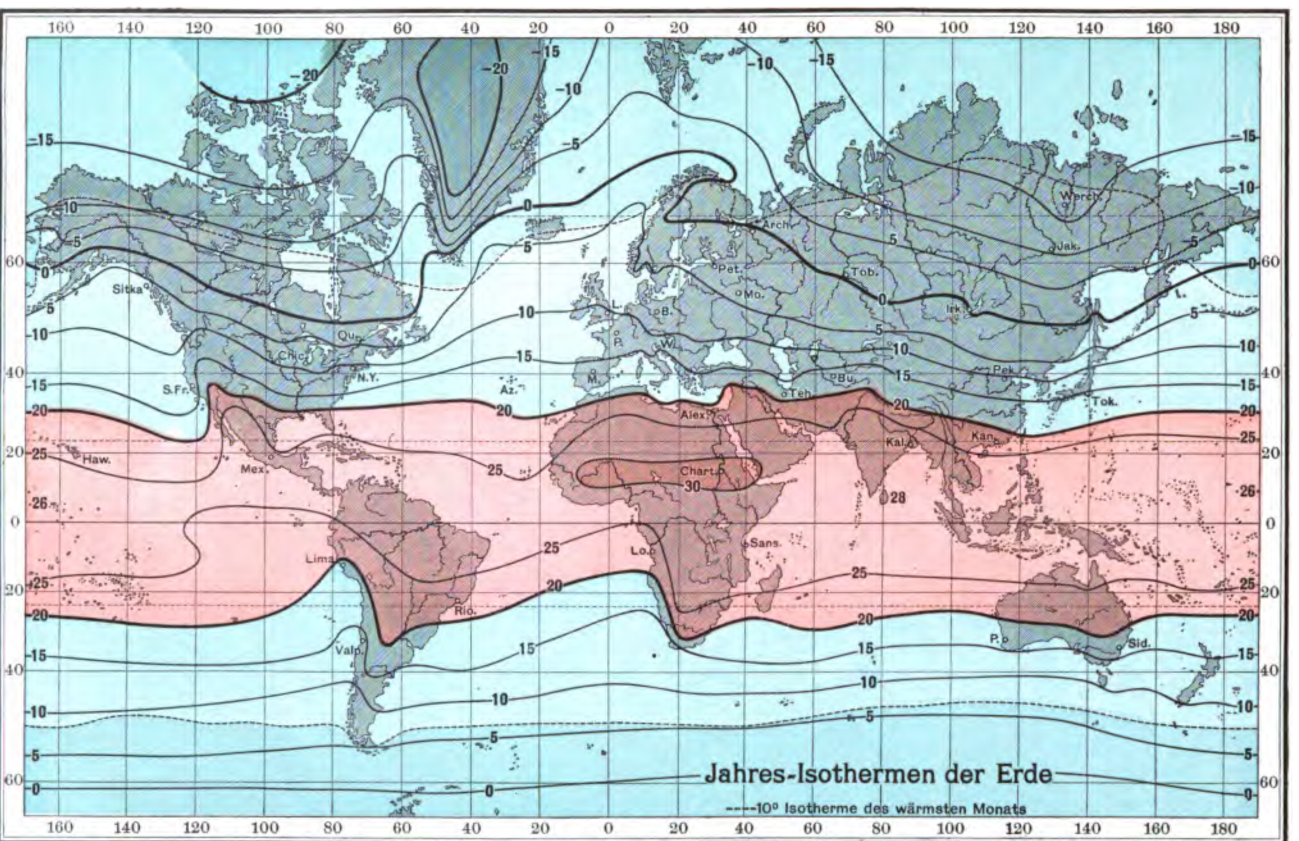
(451) S. 180. Erman. Negativ elektrische Ladung des Erdbodens. Gilb. Ann. 15, 385; 1803.
(452) S. 180. F. Exner. Elektroskop. Wien. Ber. 95 [2], 1089; 1887.
(453) S. 180. Derselbe. Lechers luftelektrische Messungen im Ballon. Wien. Ber. 93 [2], 267; 1886. 96 [2], 1; 1888. Exner Repert. d. Phys. 22, 469; 1886.
(454) S. 181. J. Tuma. Luftelektrische Messungen im Ballon. Wien. Ber. 101 [2a], 1556; 1892. 108 [2a], 227; 1899.
(455) S. 181. Ch. André (Le Cadet). Dasselbe. C. R. 117, 729; 1893.
(456) S. 181. G. Le Cadet. Dasselbe. C. R. 124, 761. 125, 494; 1897. Annales de l'Univ. de Lyon, fasc. 35; 1898.
(457) S. 181. R. Börnstein. Dasselbe. Wissensch. Luftf. 2, 165, 181, 375. 3, 271; 1900.
(458) S. 181. O. Baschin. Dasselbe. Ebenda 2, 247; 1900.
(459) S. 182, 183. Elster und H. Geitel. Ionentheorie. Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity 4, 213; 1899.
(460) S. 182. W. Giese. Ionisierte Luft. Wiedem. Ann. 17, 1, 237, 519, insbes. S. 538; 1882.
(461) S. 183. H. Ebert. Aspirationsapparat zur Bestimmung der Ionisierung. Phys. ZS. 3, 662; 1901. Illustr. aeronaut. Mitt. 1902, Heft 4. Verh. D. Phys. Ges. 7, 35; 1905. Eine verbesserte Form des Apparates schildert H. Gerdien. Nachr. d. Götting. Ges. d. Wiss. 1905, Heft 3.
(462) S. 183. J. Elster und H. Geitel. Leitfähigkeit der Höhenluft. Phys. ZS. 2, 560; 1901. 3, 574; 1902.
(463) S. 184. Karl Kurz. Durchdringende Strahlung. Vortrag Naturf.-Vers. Salzburg 1909. Verh. D. Phys. Ges. 11, 624; 1909. Habil.-Schr. Techn. Hochsch. München, 1909. Abh. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 25, 1. Abh.
(464) S. 185. F. Linke. Dunstschichten. Abh. d. Götting. Ges. d. Wiss. (N. F.) 3, Nr. 5, 1904.
(465) S. 185. G. Lüdeling. Potentialgefälle und Luftdruck. Met. ZS. 23, 114; 1906.
(466) S. 185. H. Gerdien. Vertikaler Leitungsstrom in der Atmosphäre. Nachr. d. Götting. Ges. d. Wiss. 1905, Heft 3.
(467) S. 185. G. C. Simpson. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. (A) 83, 394; 1910. Auszug Met. ZS. 27, 321; 1910.
(468) S. 185. A. Schuster. Raschere Bewegung der negativen Ionen. Proc. Roy. Soc. 47, 526; 1890.
(469) S. 185. J. J. Thomson. Dasselbe. Phil. Mag. (5) 40, 511; 1895.
(470) S. 185. J. Zeleny. Dasselbe. Phil. Mag. (5) 46, 120; 1898.
(471) S. 185. E. Villari. Ladung durch diffundierende Ionen. Rend. Napoli (3) 6, 46; 1900.
(472) S. 185. J. S. Townsend. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. 65, 192; 1899. Phil. Trans. A 195, 259; 1901.
(473) S. 185. G. C. Simpson. Dasselbe. Phil. Mag. (6) 6, 589; 1903.
(474) S. 185. H. Ebert. Ursprung der negativen Erdladung. Met. ZS. 21, 201; 1904. Phys. ZS. 5, 135; 1904.
(475) S. 186. Leonhard Sohncke. Gewittertheorie. In: Der Ursprung der Gewitterelektrizität und der gewöhnlichen Elektrizität der Atmosphäre. Jena, Gust. Fischer, 1885.
(476) S. 186. F. Exner. Dasselbe. Wien. Ber. 93 [2], 222; 1886. Exner Repert. d. Phys. 22, 412, 451; 1886.
(477) S. 186. Svante Arrhenius. Dasselbe. Met. ZS. 5, 304, 348; 1888.
(478) S. 186. J. Elster und H. Geitel. Niederschlagselektrizität. Persönliche Mitteilung.

(479) S. 186. G. C. Simpson. Gewitterbildung. Phil. Trans. London (A) **209**, 379; 1909. Proc. Roy. Soc. (A) **82**, 169; 1909. Auszug Met. ZS. **26**, 230; 1909. **27**, 284; 1910.
(480) S. 189. W. v. Bezold. Gradientenbeschleunigung und Luftdichte. Arch. Néerl. (2) **6**, 563; 1901.
(481) S. 190. W. N. Shaw und R. G. K. Lempfert. Windbahnen. The life and history of surface air currents. Official copy, M. O. 174. Publ. by the authority of the Met. Comm. London 1906. Auszug Met. ZS. **24**, 520; 1907.
(482) S. 194. Stanislav Hanzlík. Warme und kalte Hochdruckgebiete. Wien. Denkschr. **84**, 163; 1909.
(483) S. 195, 206. W. Trabert. Temperatur in der Höhe und Luftdruck am Boden. Wien. Ber. **118** [2a], 1379, 1591, 1609; 1909. Auszug Met. ZS. **27**, 301; 1910.
(484) S. 195. Wilh. Peppler. Relative Feuchtigkeit in Tiefs und Hochs. Ergebn. d. Arb. d. Aeronaut. Obs. Lindenberg im Jahre 1910. **6**, 206; 1911.
(485) S. 195. H. Mohn. Verteilung der Witterungselemente an der Vorder- und Rückseite der Depressionen. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 302.
(486) S. 197. R. Süring. Aufklaren vor dem Tief. Met. ZS. **9**, 471; 1892.
(487) S. 197. W. J. van Bebber. Fortschreitungsgeschwindigkeit der Minima. Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 36.
(488) S. 197. J. Hann. Dasselbe. Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., 1906, S. 374.
(489) S. 198. W. Köppen. Zugstraßen. Monatl. Übers d. Seewarte 1877 u. f. Österr. ZS. f. Met. **17**, 257; 1882. Ann. d. Hydr. **10**, 336; 1882.
(490) S. 198, 200. W. J. van Bebber. Dasselbe. Met. ZS. **8**, 361; 1891. Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 42 u. f.
(491) S. 198. H. Shaw. Zugstraßen. Quart. Met. Journ. **26**, 138; 1900.
(492) S. 199. Franz H. Bigelow. Fortschreitungsgeschwindigkeit der Minima. Monthly Weather Rev. **21**, 72 (Februar); 1903.
(493) S. 199. Clement Ley. Fortschreitungsrichtung der Minima. The laws of the winds prevailing in Western Europe. Stanford 1872, **1**, 14.
(494) S. 200. Michael Kossatsch. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 337; 1903.
(495) S. 201. Gabriel Guilbert. Wetterregeln. Nouvelle méthode de prévision du temps. 8°. XXXVIII u. 343 S. Paris, Gauthier-Villars, 1909.
(496) S. 201. Walter Wundt. Barometrische Teildepressionen und ihre wellenförmige Aufeinanderfolge. Diss., Berlin 1904. Auszug Met. ZS. **22**, 26; 1905.
(497) S. 202. P. Brounow. Bewegung der Maxima. Wild Repert. f. Met. **10**, Nr. 8, 1887.
(498) S. 203. N. Hoffmeyer. Wintertypen. Österr. ZS. f. Met. **22**, 337; 1878.
(499) S. 203. A. Woeikoff. Sommertypus. Met. ZS. **21**, 502; 1904.
(500) S. 203. L. Teisserenc de Bort. Wintertypen. C. R. **95**, 524; 1882. **97**, 1092; 1883. Ann. Bur. Centr. Mét. de France 1881, **4**, 17; Paris 1883. Besprechung durch W. J. van Bebber, Met. ZS. **1**, 22, 70, 1884.
(501) S. 204. W. J. van Bebber und W. Köppen. Wettertypen für das ganze Jahr. Arch. d. Seewarte **18**, Nr. 4, 1895.
(502) S. 204, 176, 177. W. J. van Bebber. Dasselbe. Arch. d. Seewarte **22**, Nr. 5, 1899. **24**, Nr. 2, 1901. Die erstere Arbeit samt den zugehörigen Wetterkarten auch: Wetter **16**, 207, 241; 1899.

(503) S. 205, 206. P. Brounow. Änderungskarten. Met. ZS. **26**, 373; 1909. Siehe auch Ekholm, Met. ZS. **21**, 350; 1904.
(504) S. 205, 206. Nils Ekholm. Dasselbe. Met. ZS. **21**, 345; 1904. Hann-Band, 228; 1906. **24**, 1, 102, 104; 1907.
(505) S. 206. A. Defant. Isallobarengebiete und Niederschlag. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. **4**, 129; 1911.
(506) S. 207. A. Peppler. Isallobaren und Prognose. Wetter **25**, 217; 1908.
(507) S. 207. O. Frhr. von Myrbach. Dasselbe. Met. ZS. **28**, 521; 1911.
(508) S. 207. Friedr. Knauer. Wetterpropheten der Tierwelt. Himmel und Erde **20**, 49; 1908.
(509) S. 208. Dreis. Gerüche als Wetterzeichen. Met. ZS. **26**, 517; 1909.
(510) S. 209. G. Neumayer. Ein Vorschlag zur Gründung eines nautisch-meteorologischen Instituts für Norddeutschland. Hamburg 1865.
(511) S. 222. H. Bongards. Luftschifferwarnungsdienst in Lindenberg. Arb. d. Aeronaut. Obs. Lindenberg 1911, S. 1.

ALPHABETISCHES REGISTER.

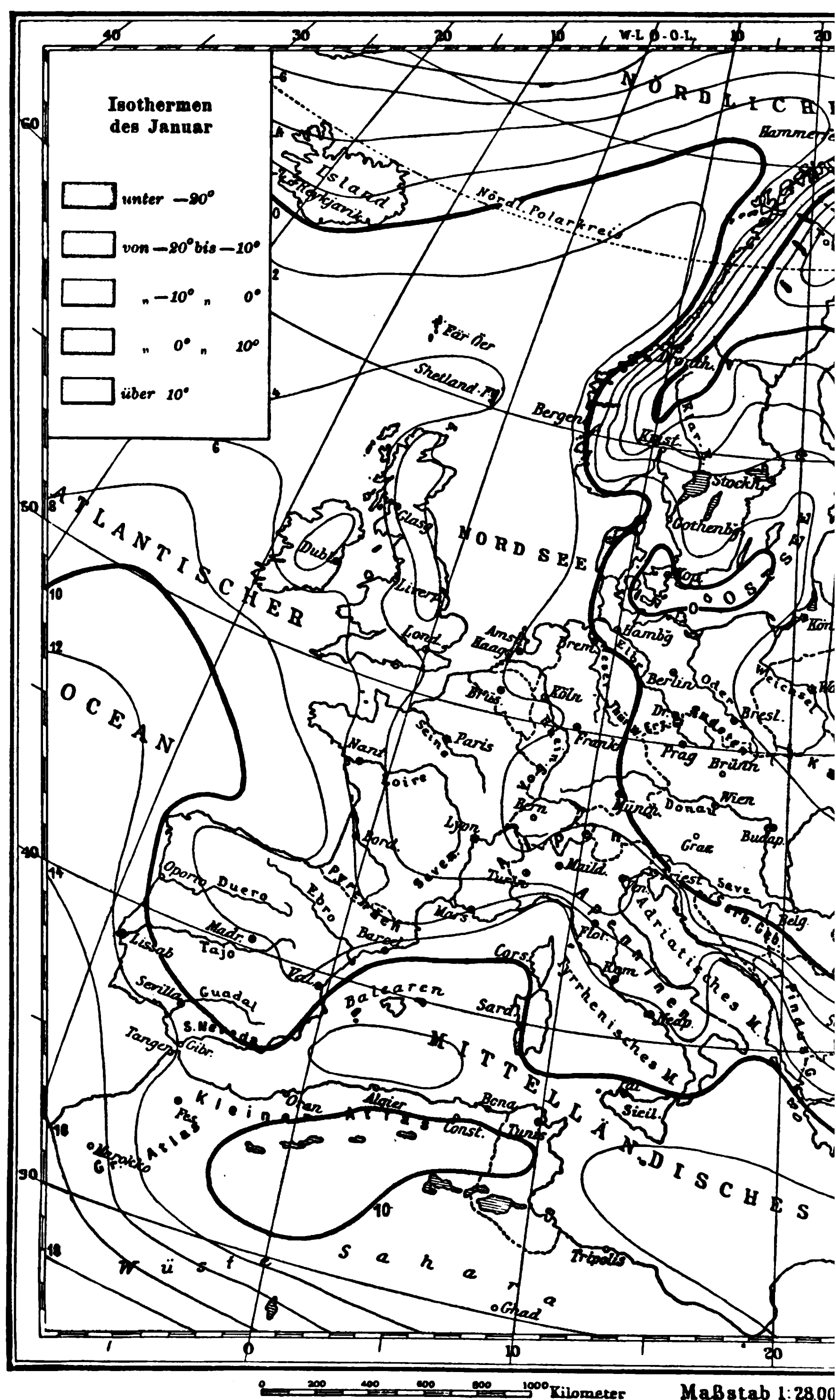
VERZEICHNIS DER TAFELN.



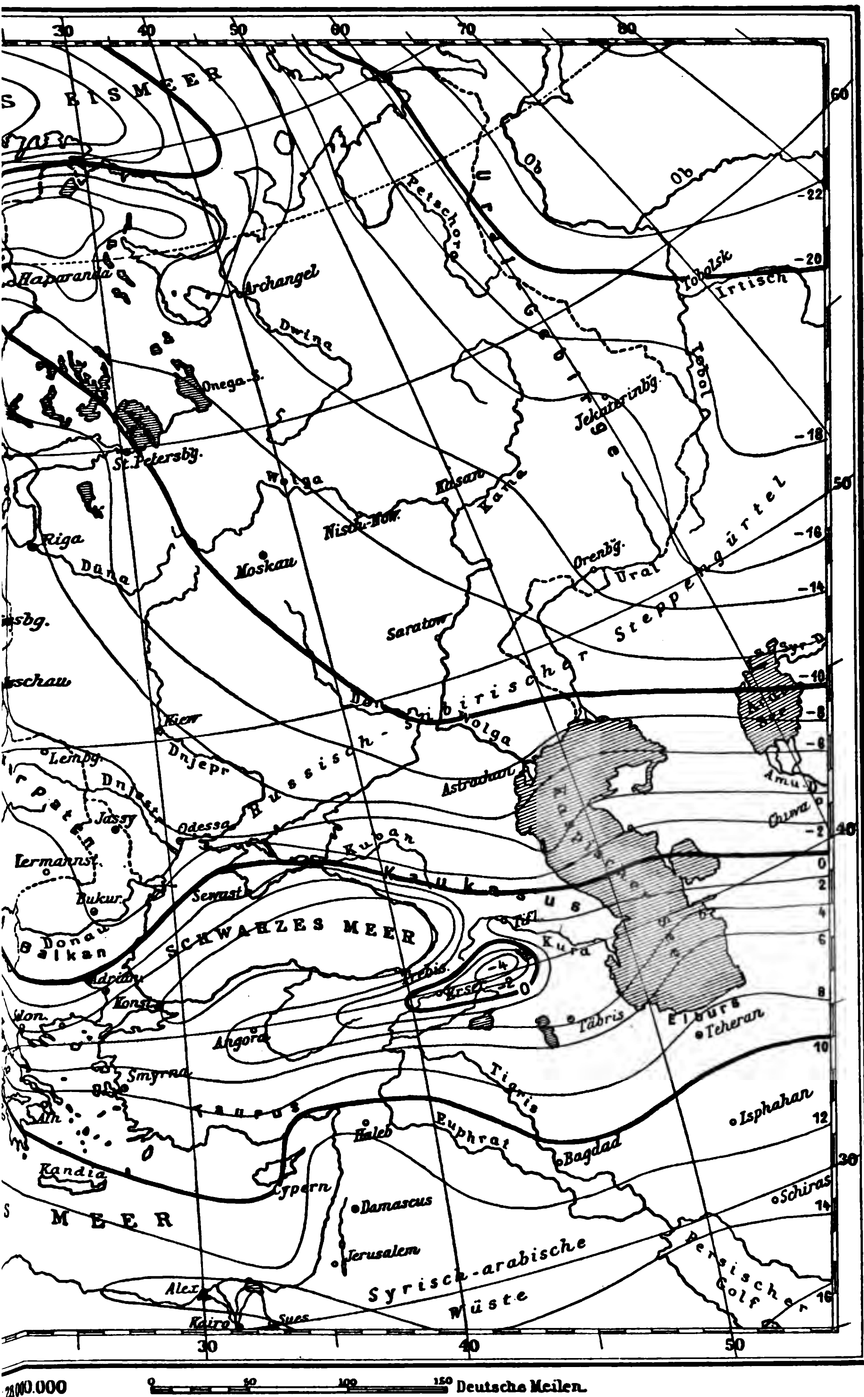
Jahres-Isothermen der Erde.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

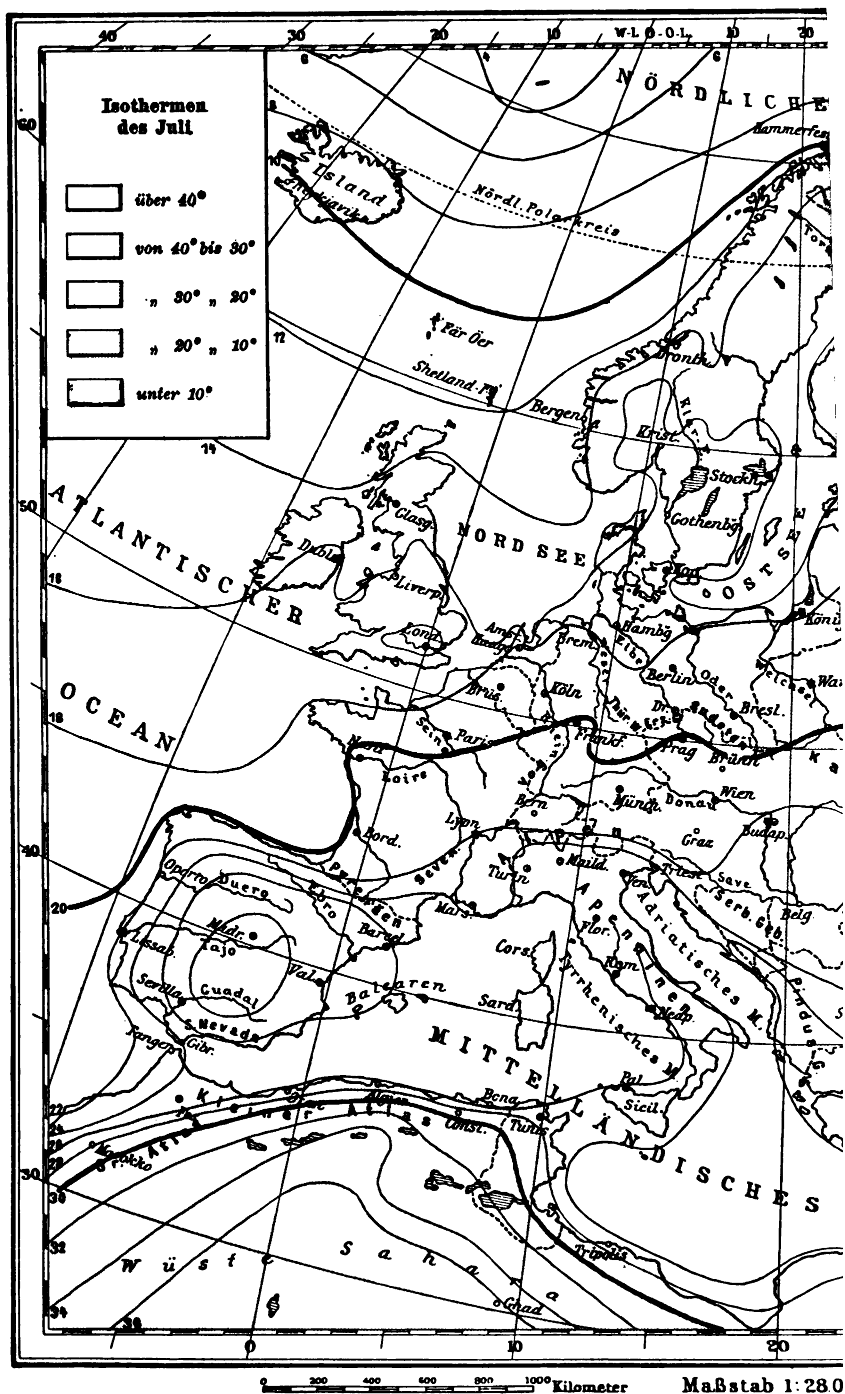

Isothermen des Januar
unter —20°
von —20° bis —10°
„ —10° „ 0°
„ 0° „ 10°
über 10°
ATLANTISCHER OCEAN
NORDSEE
MITTELLÄNDISCHES
Sahara
Wüste
Kilometer
Maßstab 1:28.00

Isothermen



...nen des Januar.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

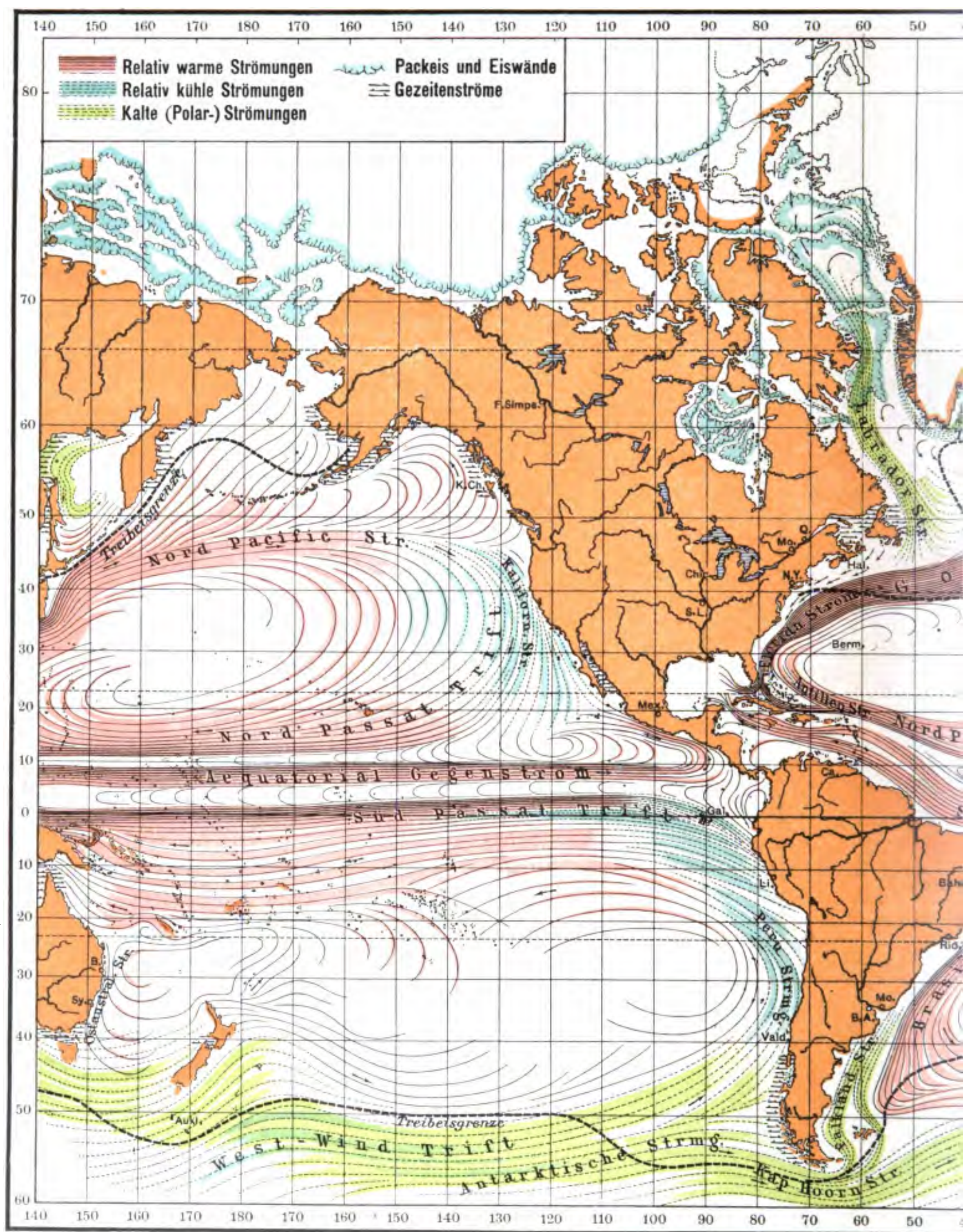

Isothermen des Juli
über 40°
von 40° bis 30°
„ 30° „ 20°
„ 20° „ 10°
unter 10°
NÖRDLICHE
Nördl. Polarkreis
Island
Reykjavik
Hammerfest
Fär Öer
Shetland-I.
Bergen
Dronth.
Krist.
Stockh.
Gothenbg.
ATLANTISCHER
OCEAN
NORDSEE
OSTSEE
Glasg.
Dubl.
Liverp.
Lond.
Amst.
Hambg.
Brem.
Elbe
Berlin
Oder
Köln
Brüss.
Paris
Frankf.
Prag
Brünn
Bresl.
Wien
Donau
Münch.
Bern
Lyon
Loire
Bord.
Graz
Budap.
Turin
Maild.
Triest
Save
Belg.
Mars.
Pyrenäen
Ebro
Barcel.
Oporto
Duero
Madr.
Tajo
Lissab.
Val.
Guadal
Sevilla
S. Nevada
Gibr.
Tanger
Balearen
Cors.
Sard.
Flor.
Rom
Neap.
Apenninen
Adriatisches M.
Tyrrhenisches M.
Pal.
Sicil.
MITTELLÄNDISCHES
Algier
Bona
Tunis
Const.
Marokko
Kleiner Atlas
Wüste Sahara
Tripolis
Ghad.
Maßstab 1:28.0
Kilometer

Isotherm



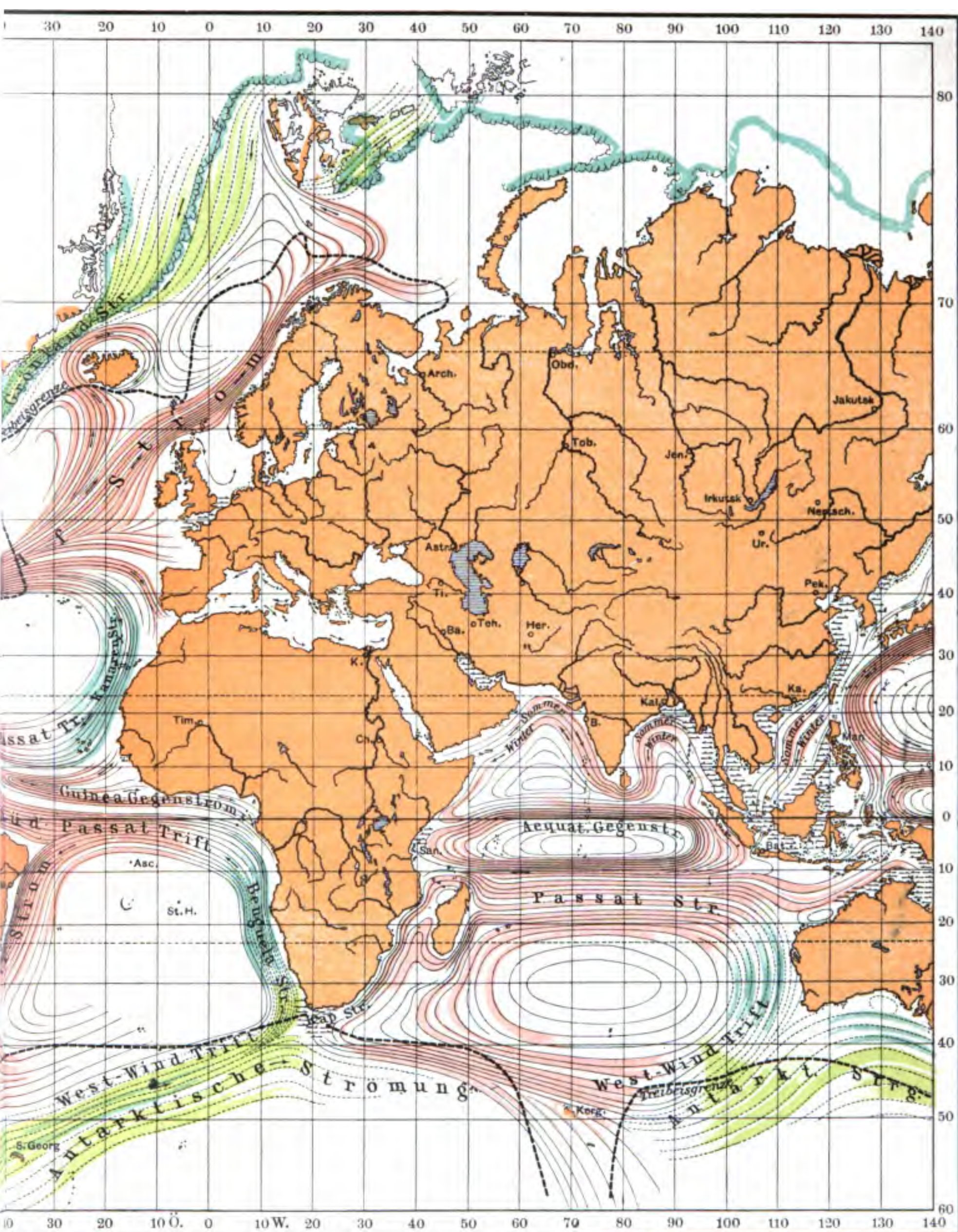
nen des Juli.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Meeresstr

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl.



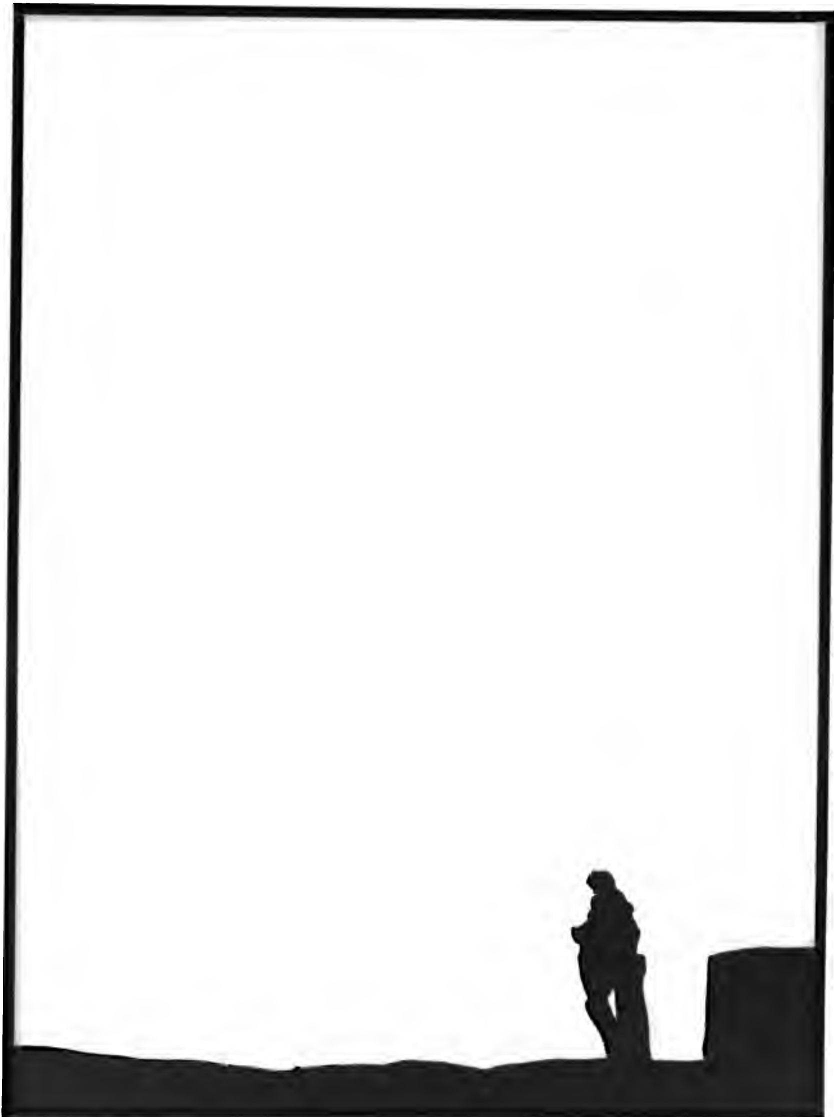
römungen.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

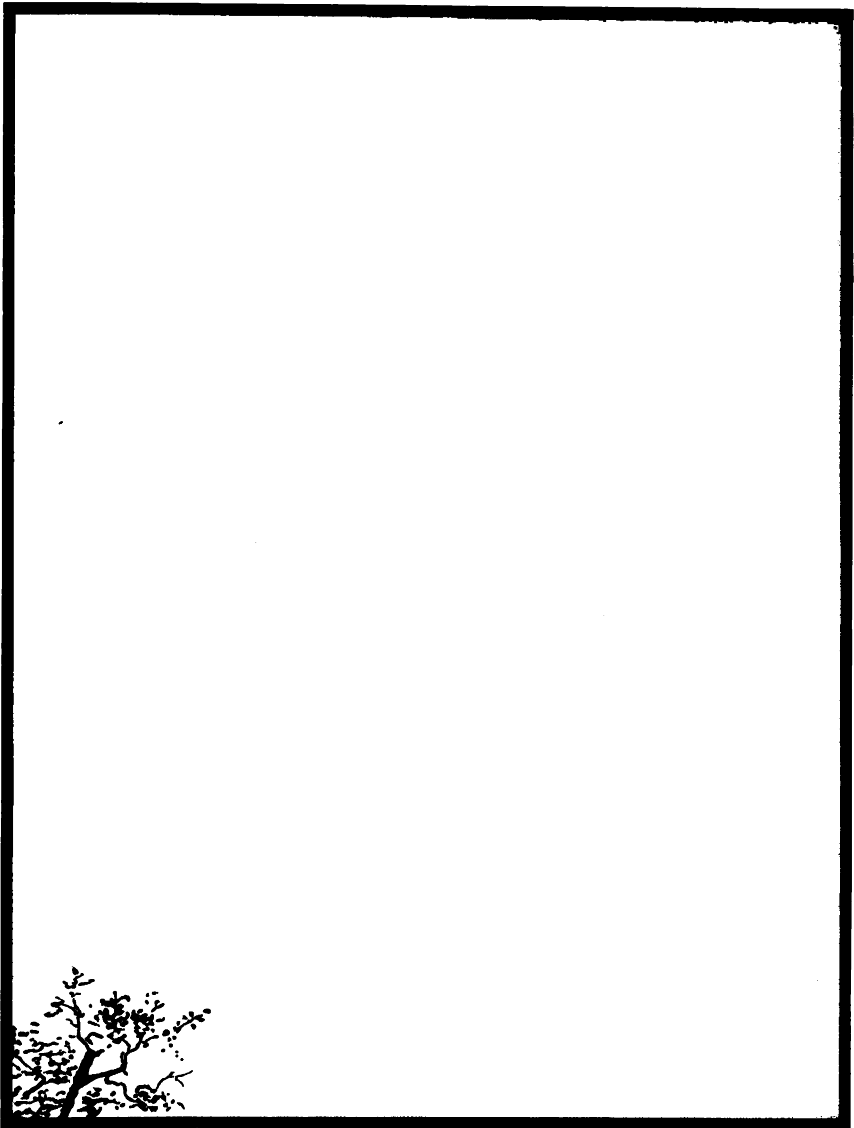


Cirrus. Aufgenommen von A. Riggenbach auf dem Säntisgipfel am 28. Juli 1890, 6^p 30′.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

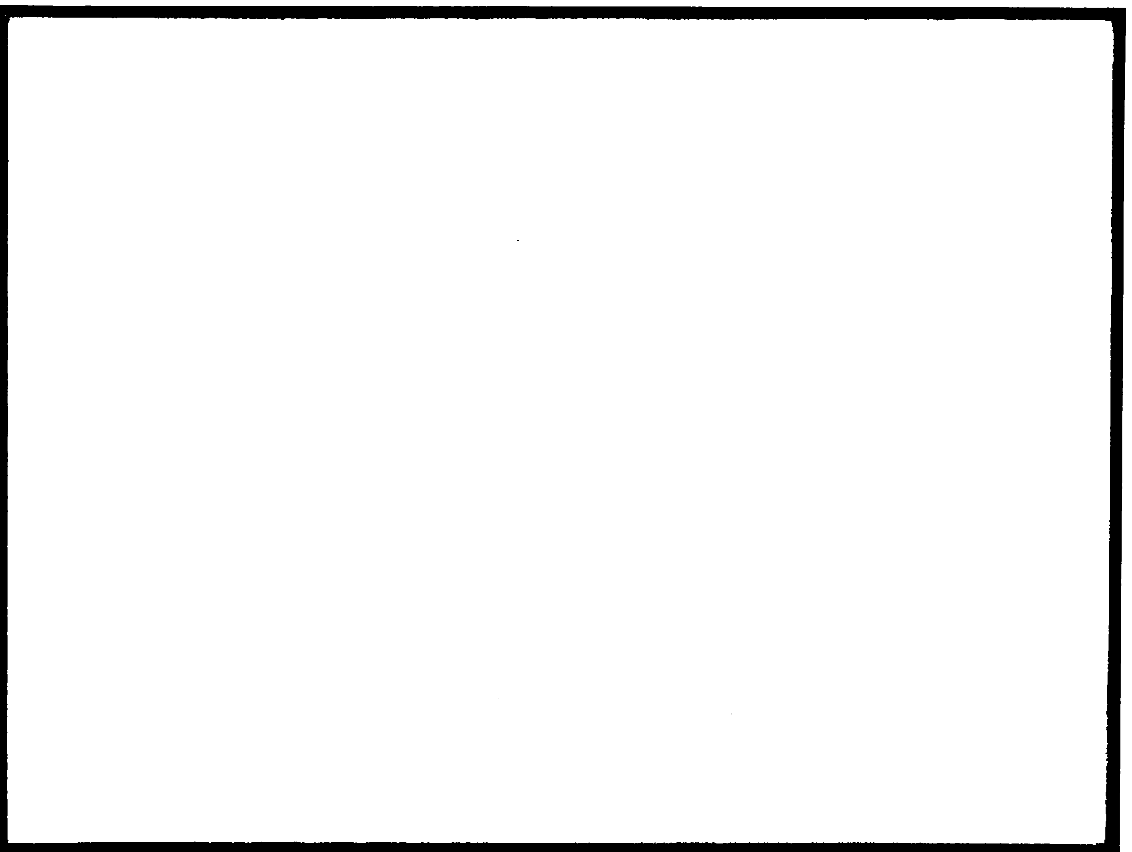


Cirrostratus. Rest eines Cumulonimbus, der mittags über den Alpen entstand und dessen unterer Teil schon verschwunden ist. Aufgenommen von A. de Quervain in Zürich am 3. September 1906, 6ᵖ, 45′, gegen W.



Cirrocumulus. Aufgenommen von H. H. Hildebrandsson in Upsala, 1890.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



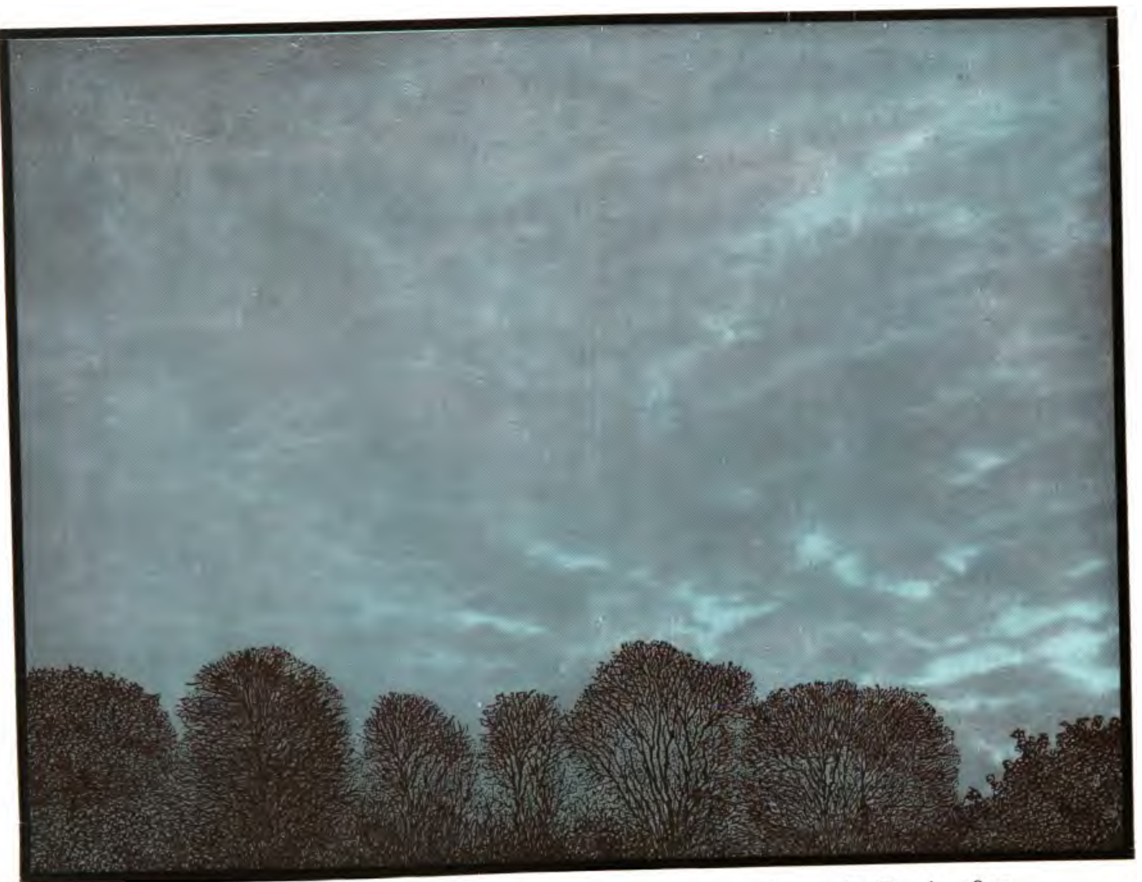
Altocumulus (Wogen). Aufgenommen von A. Sprung in Potsdam am 2. Februar 1892 um 11^{a} 50′ im Zenit.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Altocumulus (Wogen). Aufgenommen von A. Riggenbach in Basel am 9. Januar 1894, $1^p\ 50'$ gegen S.

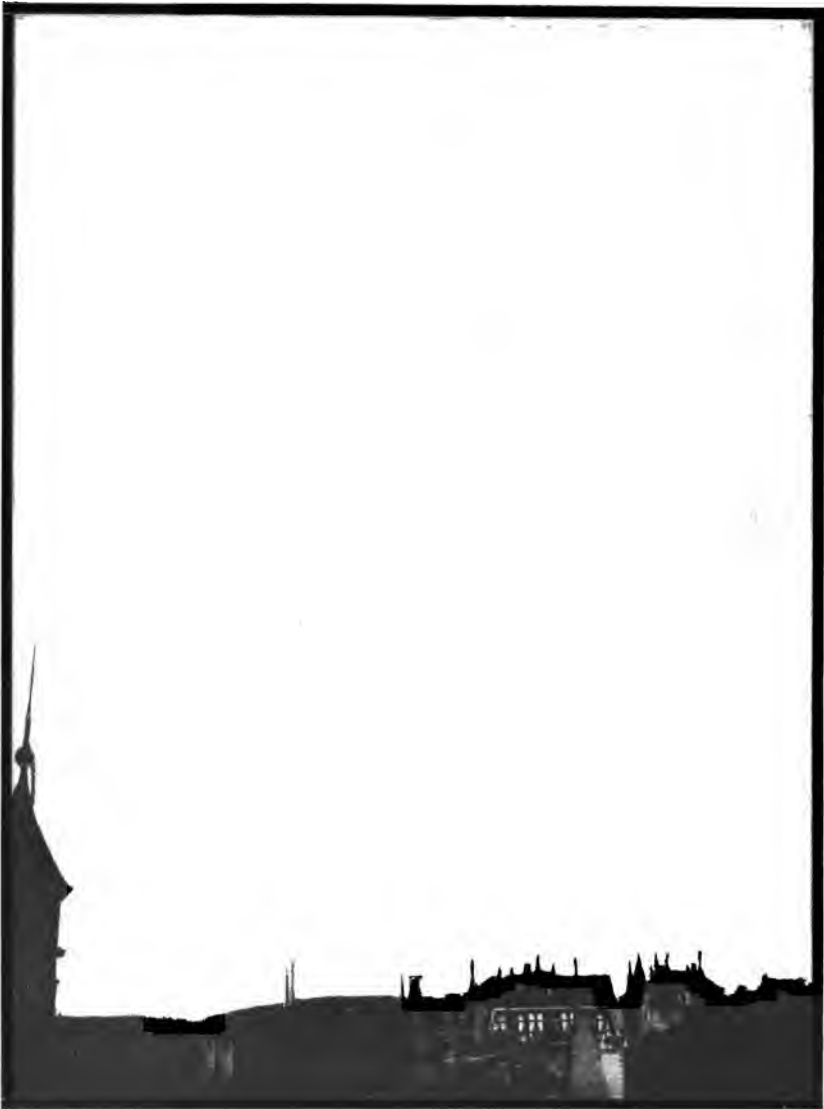
Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Stratocumulus. Aufgenommen von H. H. Hildebrandsson in Upsala 1890.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Stratocumulus (Wulstcumulus). Aufgenommen von A. de Quervain in Zürich am 22. August 1907, 9ᵃ, gegen NW.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Nimbus. Aufgenommen von A. Riggenbach auf dem Säntisgipfel am 28. Juli 1890, 7^{a} 45', gegen E.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl.

Friedr. Vieweg & Sohn, B...



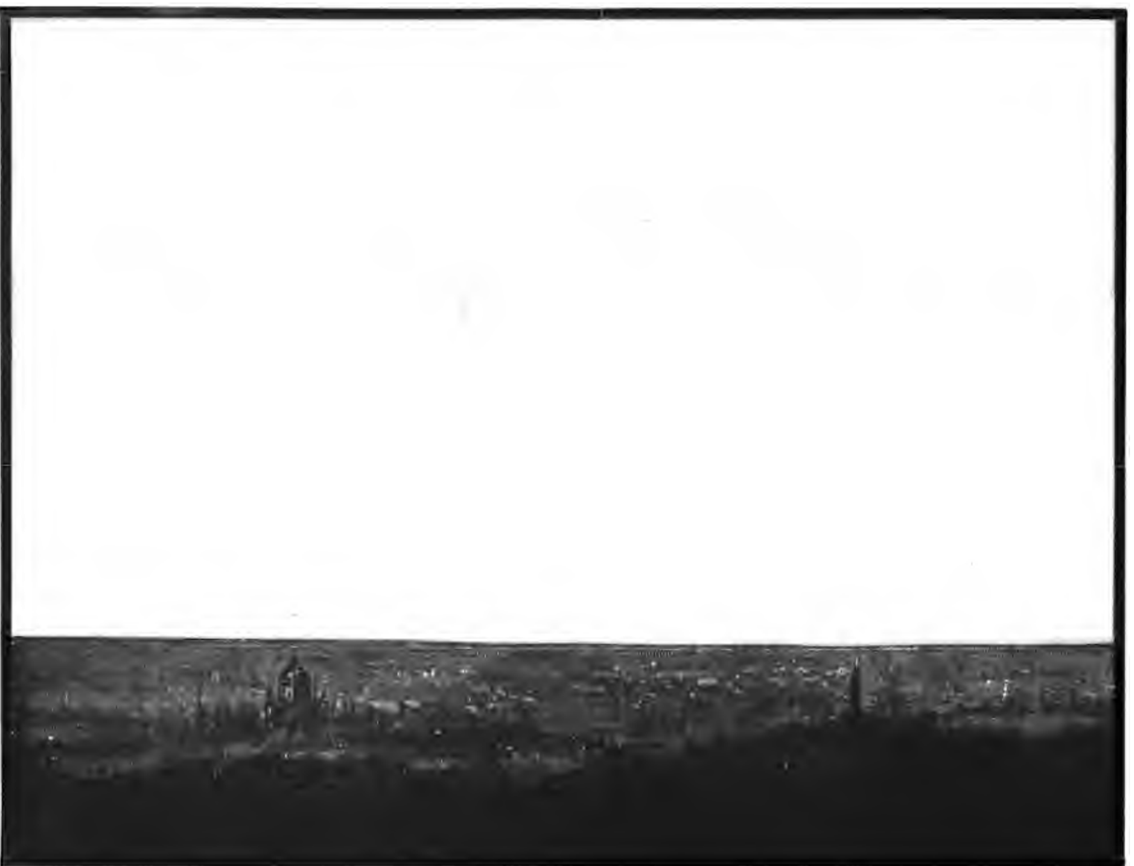
Nimbus, regnend. Aufgenommen von A. Bayer in Pawlowsk.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Fractonimbus. Aufgenommen von H. H. Hildebrandsson in Upsala 1890.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Cumulus. Aufgenommen von A. Sprung in Potsdam am 31. August 1893, 5^{p} 30′, gegen N.



Cumulonimbus, hoch über das im Bilde angedeutete Altocumulusniveau hinausragend.
Aufgenommen von A. de Quervain in Zürich am 19. August 1907, $4^{p}\ 5'$.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



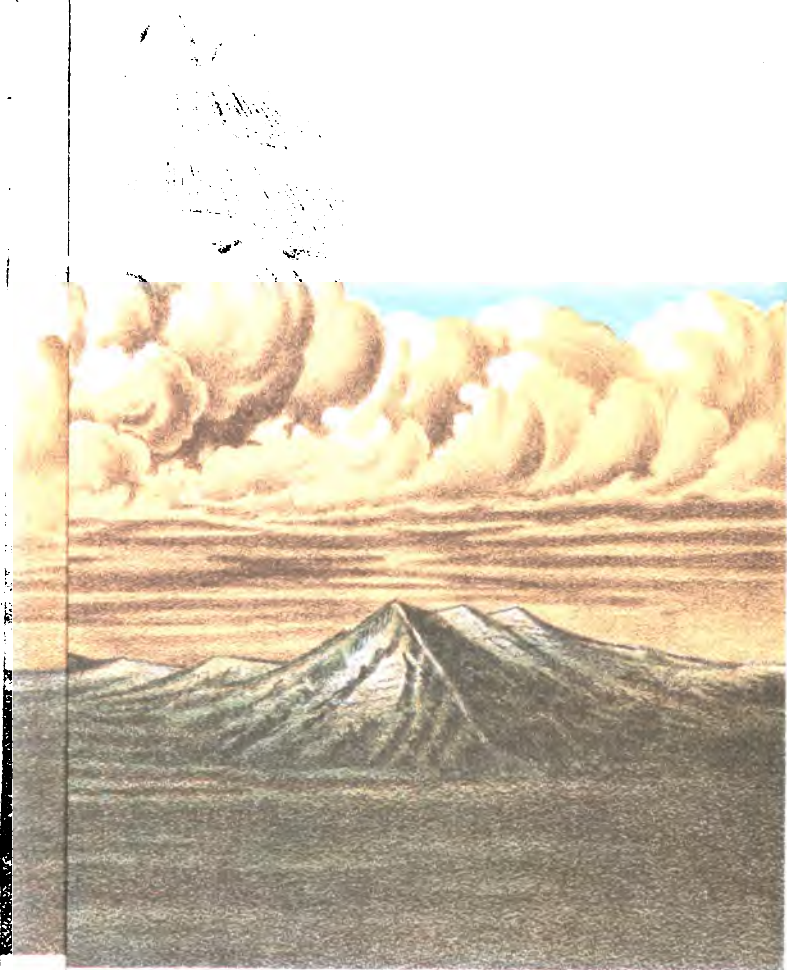
Cumulonimbus. Aufgenommen von van der Stok in Batavia.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



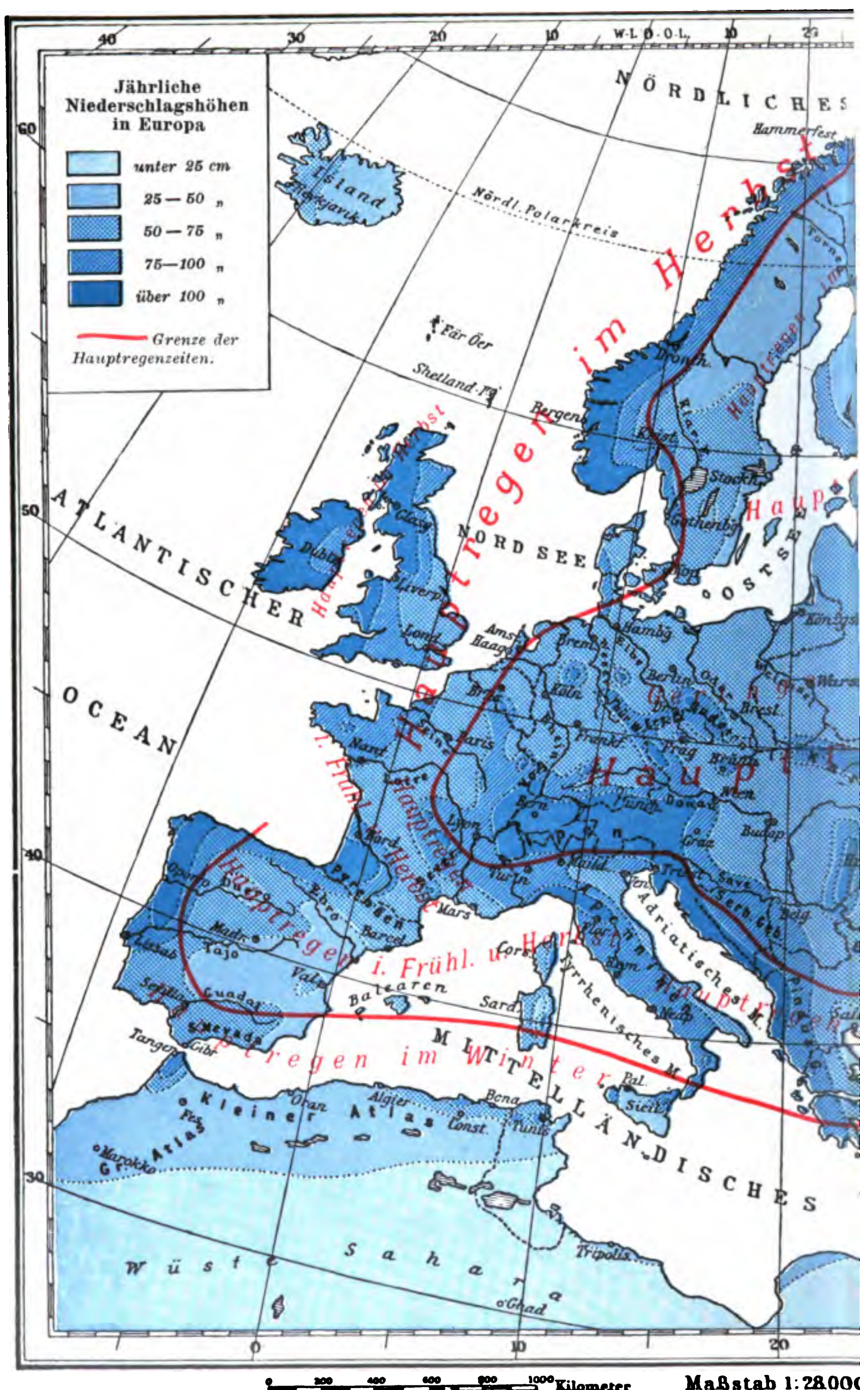
Cumulonimbus. Aufgenommen von A. Sprung in Potsdam am 22. Juli 1893, 6^p, 50′, gegen N.

Börnstein, Wetterkunde. 3. Aufl. Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

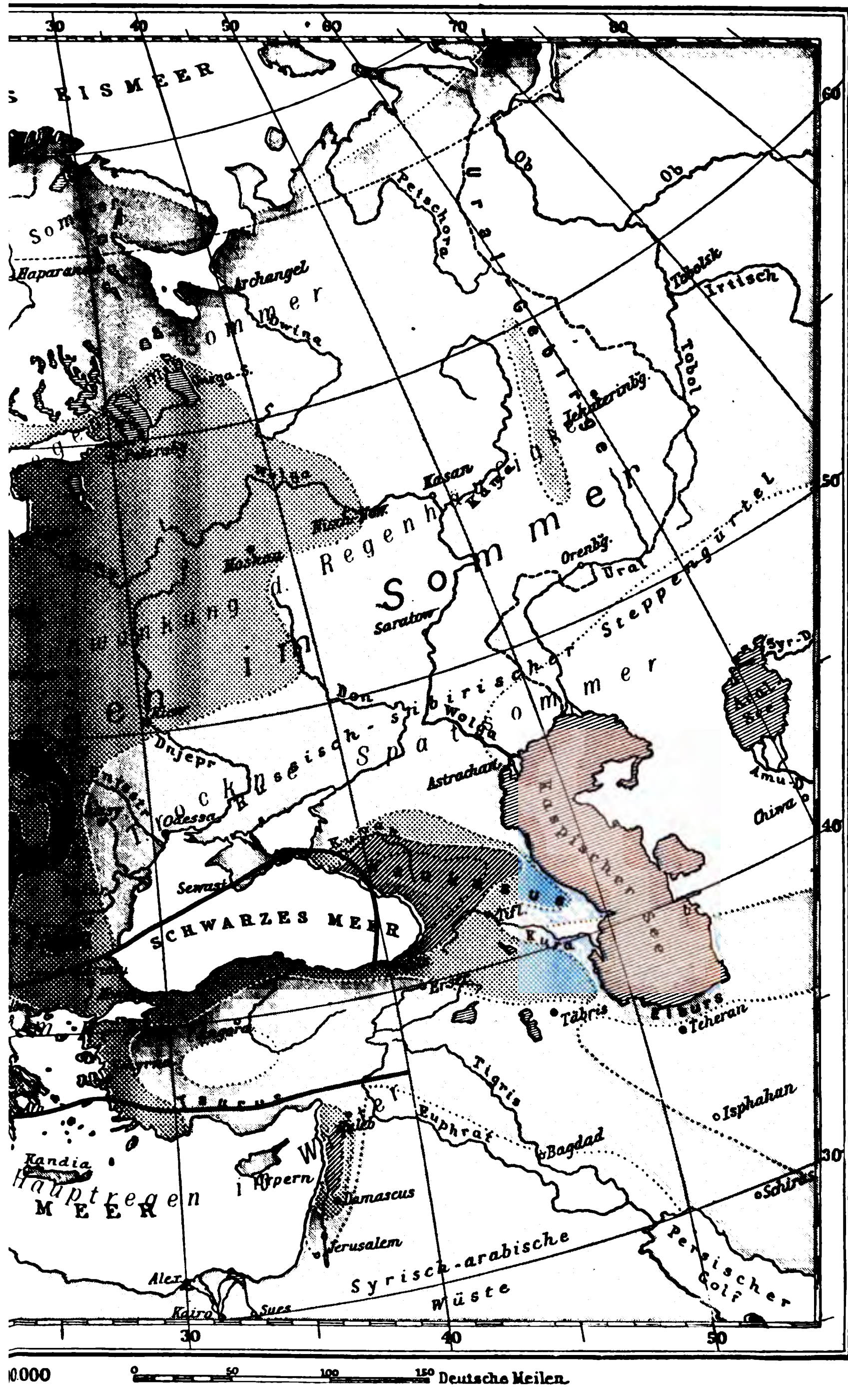


Wolke 5 Uhr 50 Minuten.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.



Jahreshöhe und jahreszeitliche Vert

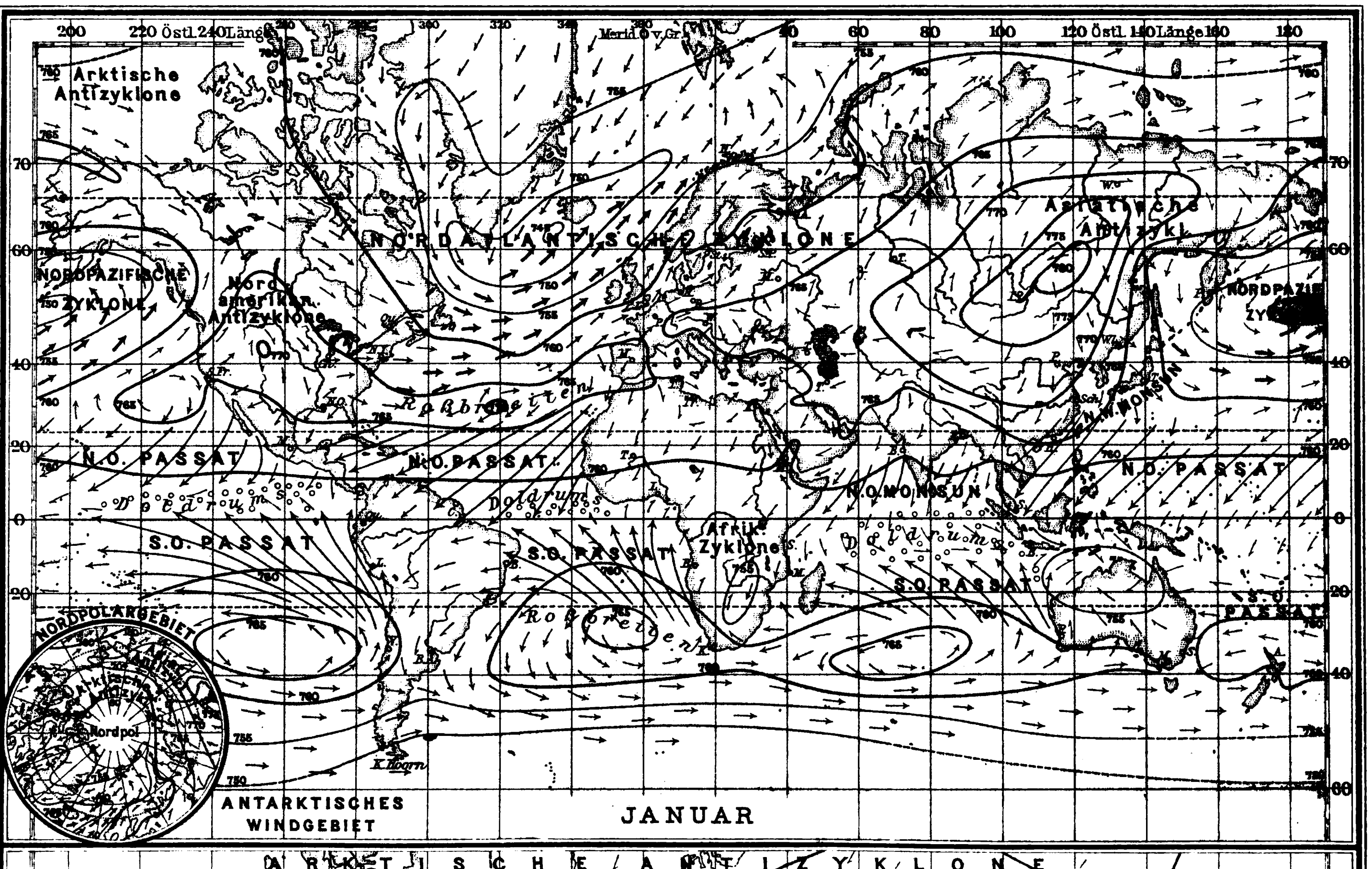


teilung des Niederschlags in Europa.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

VERTEILUNG DES LUFTDRUCKS U. DER WINDE

Tafel XXI.



JULI

N. PAZIF. ZYKLONE

Veränderliche schwache Winde

N.amerik. Zyklone

NORDATLANTISCHE ZYKLONE

Veränderliche schwache Winde

ASIATISCHE ZYKLONEN

N. PAZIF. ZYKL.

Roßbreiten

N.O. PASSAT

Doldrums

S.O. PASSAT

NORDAFRIKANISCH-ASIATISCHE

S.W. S. u. S.O. MONSUN

NORDPOLARGEBIET

Asiat. Zyklone

Nordpol

K. Hoorn

120 100 Westl. 80 Länge 60 40 20 Merid. v. Greenw. 0 20 40 60 Östl. 80 Länge 100 120 140 160 180

——Isobaren oder Linien gleichen Luftdrucks. Barometerstände (760) in Millimetern. → Vorherrschende Windrichtung, → stürmische Winde,
→ schwache Winde, ——→ beständige Winde, °°°°° häufige Windstillen (Kalmen)

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirtem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde.

- - - - - Zug der oberen Wolken

○ klar
◔ ¼ bed.
◑ ½ bed.
◕ ¾ bed.
● bedeckt
. Regen ≡ Nebel
* Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⌂ Thau
△ Graupeln ⊔ Reif
∼ Glatteis V Rauhfrost
ϟ Blitz, Wetterleuchten
T ϟ Gewitter ⊥ Nordlicht
◎ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 = Orkan)

etwas gestiegen — gestiegen — etwas gefallen — etwas gestiegen — w. gestiegen — etwas gefallen — gefallen — gestiegen

TIEF — T — 745 — 750 — 755 — 760 — 765

DEUTSCHE

Wetterbericht v

(Mi

1899. Ja

No

Anme

Alle im

Wetterbe

gedruck

gaben b

sich au

Geographis

Die Direktio

Hamburg.

Brocken: See					
	Bar.	Therm.	Rel. F.	Wind	We
9h p.m.	660.3	2.0		W 7	
7h a.m.	58.0	0.7	100	NNW 7	
2h p.m.	58.9	3.4	100	WNW 7	

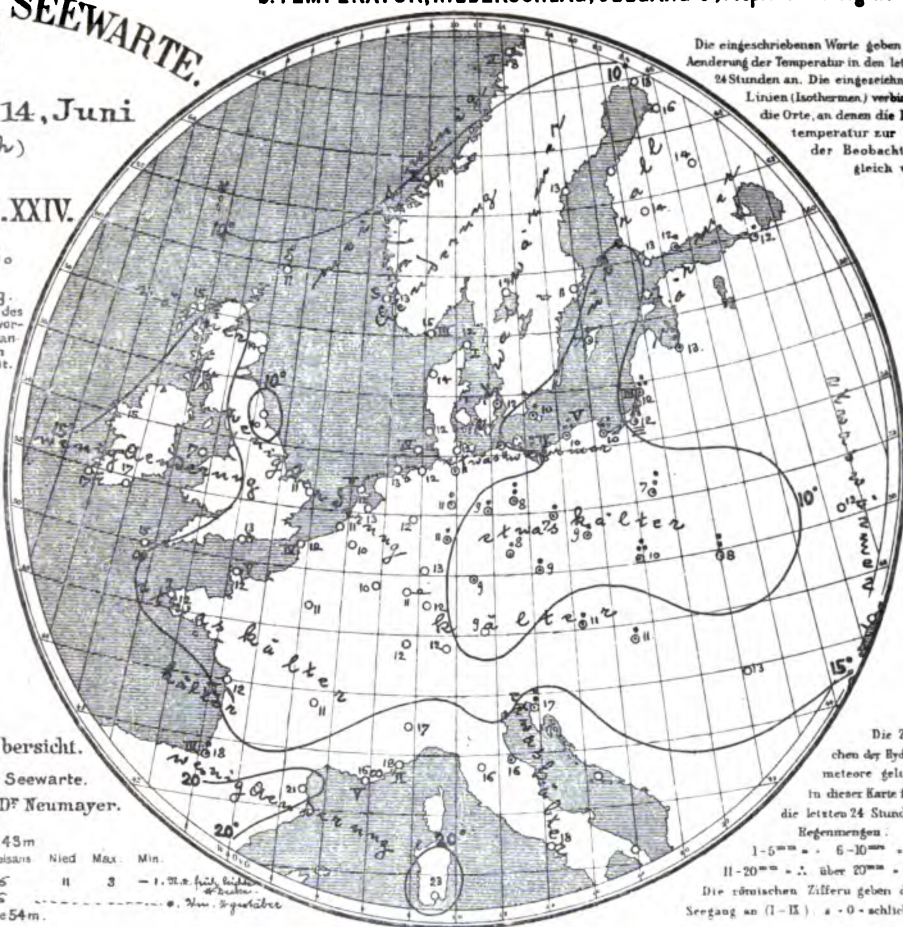
Magdeburg			
7h a.m.	751.6	9.1	NW 3

LUFTDRUCK, WIND, BEWÖLKUNG UND TEMPERATUR

(eingeschriebene Zahlen = ganze Grade)

gestern 2h p.m. — gestern 8h p.m.

Sommer



om 14. Juni

rg. XXIV.

.65.

e Übersicht.

der Seewarte.

Dr Neumayer.

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 14. Juni, 8(7) Uhr Morgens.

Wenig verändert liegt der höchste Luftdruck über den Britischen Inseln gegenüber einem Minimum über Westrussland, sodass über Zentraleuropa die, in Folge der Abnahme der Luftdruckunterschiede an Stärke etwas verminderte nördliche und nordöstliche Luftströmung fortbesteht. In Deutschland dauert daher die kühle und vielfach regnerische, heute mit Ausnahme der Nordseeküste überall trübe Witterung fort. Neufahrwasser hatte 44 mm Niederschlag.

Aussichten für die Witterung des 15. Juni in:

Nordwestdeutschland: Etwas wärmeres, stellenweise heiteres Wetter mit mässigen Winden aus nördlichen Richtungen, keine oder geringe Niederschläge.

Ostdeutschland: Kühles Wetter mit Regenfällen und wechselnder Bewölkung und vielfach frischen Winden aus nördlichen Richtungen.

Süddeutschland: Kühles Wetter mit wechselnder Bewölkung und meist schwacher Luftbewegung, stellenweise Regen.

Abth. III. i. V. Dr. Grossmann

inimum.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirtem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde
------ Zug der oberen Wolken.

gefallen
stark gefallen
etwas gefallen
etwas gestiegen
HOCH
T

O klar
◔ 1/4 bed.
◑ 1/2 bed
◕ 3/4 bed.
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
✱ Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⌂ Thau
△ Graupeln ⊥ Reif
∼ Glatteis V Rauhfrost
ϟ Blitz, Wetterleuchten
Tϟ Gewitter ⌣ Nordlicht
◉ Windstille Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 = Orkan)

DEUTSCHE

Wetterbericht v…
(Frei…

1899. Jah…

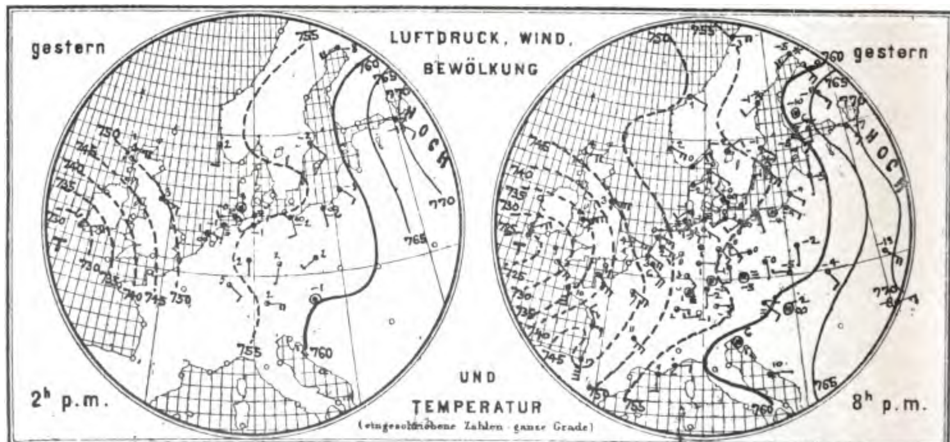
No 3…

Anmer…
Alle im Se…
Wetterberi…
gedruckte…
gaben be…
sich auf…

Geographisch…
Die Direktion …
Hamburg.

Brocken: Seeh…
Bar. Therm Rel.Fj. Wind Wett…
9h p.m.
7h a.m.
2h p.m.

Magdeburg: …
7h a.m.



Wintermin…

SEEWARTE.

m 29. Dezember

ag)

rg. XXIV.

53.

ung.
ma des
tes vor-
Zeitan-
ehen
tszeit.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingezeichneten Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.

Die Zeichen der Hydrometeore gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden. Regenmengen: 1-5mm = . 6-10mm = : 11-20mm = .: über 20mm = ::

Die römischen Ziffern geben den Seegang an (I–IX). s = 0 = schlicht.

Übersicht.

der Seewarte.

Dr. Neumayer.

: 1143 m

Himmelsans Nied Max Min

höhe 54 m.

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 29. Dezember, 8(7) Uhr Morgens.

Ein Minimum von etwa 715 mm, im Kanal stürmische Südwinde verursachend, liegt südlich von Irland und beherrscht Wind und Wetter von Westeuropa. Das Hochdruckgebiet über Russland hat an Höhe abgenommen. In Deutschland, wo vielfach geringe Niederschläge stattgefunden haben, ist das Wetter trübe und im Westen regnerisch, die Morgentemperatur liegt im Westen fast überall über dem Gefrierpunkte und dem Mittelwerthe.

N.B.: Um 4¼ h. Nm. Küste von Borkum bis Rügen gewarnt.

Aussichten für die Witterung des 30. Dezember, in:

Nordwestdeutschland: Mildes, meist trübes Wetter mit Niederschlägen und stark auffrischenden südlichen und südwestlichen Winden.

Ostdeutschland: Mildes, meist trübes Wetter mit Niederschlägen und auffrischenden südlichen Winden.

Süddeutschland: wie Nordwestdeutschland.

Abth. III. Dr. J. van Bebber.

imum.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzirtem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde.

---→ Zug der oberen Wolken

DEUTSCHE

Wetterbericht

1899.

Geograph.

Die Direk

Hamburg.

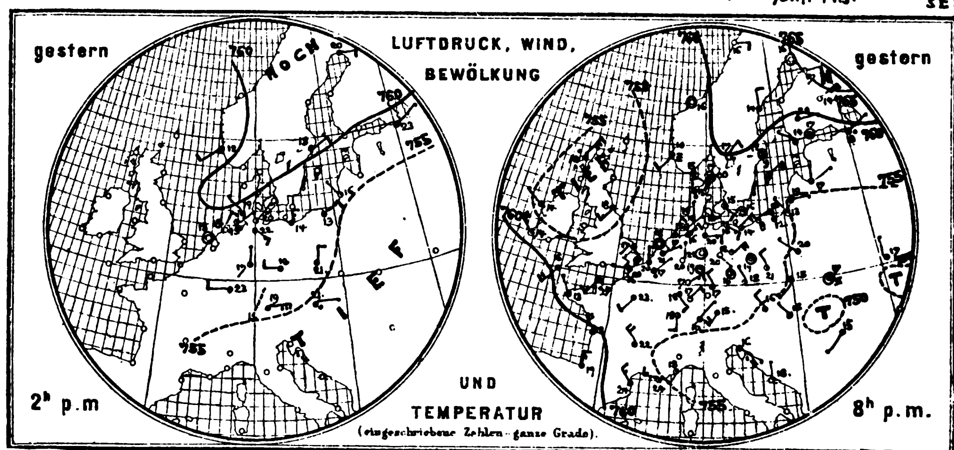
O klar
◔ ¼ bed
◑ ½ bed
◕ ¾ bed
● bedeckt
• Regen ≡ Nebel
* Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ⌂ Thau
△ Graupeln ⊥ Reif
~ Glatteis V Rauhfrost
ϟ Blitz, Wetterleuchten
Tϟ Gewitter ⌒ Nordlicht
◎ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 = Orkan)

Brocken:

	Bar.	Therm.	Rel.F.	Wind
9h pm	661.4	10.2		NNE 3
7h am	60.4	14.1		E 2
2h pm	59.8	15.0		SE 4

Magdebur

7h am 751.9. 14.5.



Gewitt

SEEWARTE.

…om 19. Juni
…ontag)

…ahrg. XXIV.
…№ 170.

…nerkung.
…Schema des
…Striches vor-
…ten Zeitan-
…beziehen
…f Ortszeit.

…che Übersicht.
…der Seewarte.
Dr Neumayer.

…höhe 1143 m
… Niederschlag Nied. Max. Min
… o 14 8.
…Seehöhe 24 m.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingezeichneten Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.

wärmer
kälter
kälter
wenig
wenig Aenderung
wenig Aenderung
etwas kälter
wärmer
kälter

Die Zeichen der Hydrometeore gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden.
Regenmengen:
1-5mm = . 6-10mm = :
11-20mm = ∴ über 20mm = ::
Die römischen Ziffern geben den Seegang an (I–IX), s = 0 = schlicht.

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 19. Juni, 8(7) Uhr Morgens.

Die gleichmässige Luftdruckvertheilung dauert auf dem ganzen Gebiete fort. Ein Hochdruckgebiet hat sich über Nordeuropa ausgebildet, während eine flache Depression mit schwacher Luftbewegung die Britischen Inseln überdeckt. In Deutschland ist das Wetter ruhig, vorwiegend heiter ohne erhebliche Wärmeänderung; in den zentralen und südlichen Gebietstheilen fanden Gewitter statt, stellenweise ist etwas Regen gefallen.

Aussichten für die Witterung des 20. Juni in:

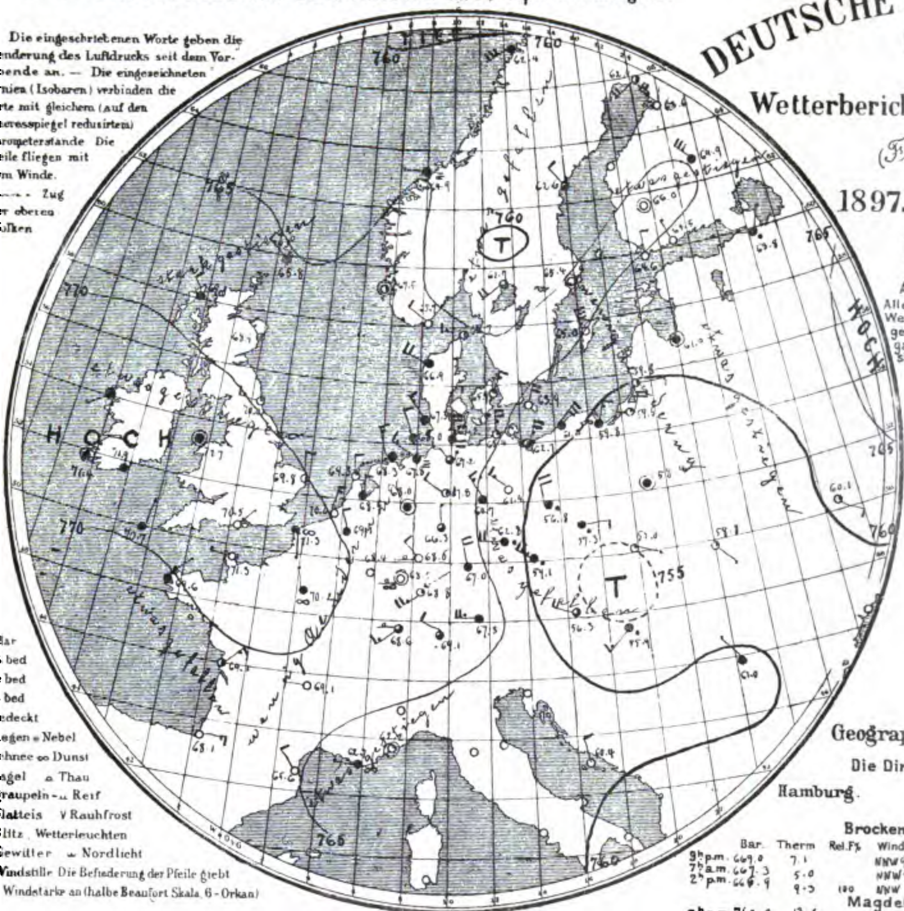
Nordwestdeutschland: Vorwiegend trübes Wetter mit schwacher Luftbewegung und geringerer Tagestemperatur. Vielfach Gewitter.

Ostdeutschland:
Süddeutschland: } wie Nordwestdeutschland.

Abth. III. Dr J. van Bebber.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.



gestern — LUFTDRUCK, WIND, BEWÖLKUNG UND TEMPERATUR (eingeschriebene Zahlen = ganze Grade) — gestern

HOCH — TIEF — 760 — 765 — 770 — 2^h p.m.

HOCH — T — 755 — 760 — 765 — 770 — 8^h p.m.

Landregen und [illegible]



SEEWARTE.

vom 30. Juli

(tag)

ahrg. XXII

211.

erkung. Schema des ... eichtes vor... ... Zeitan... beziehen ... Ortszeit.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

...che Übersicht.

...tion der Seewarte.

Dr. Neumayer.

...eehöhe 1143m

Mittelsans.	Nied	Max	Min
6	0	10	4
5			

...: Seehöhe 54m

Allgemeine Uebersicht der Witterung am 30. Juli, 8(7) Uhr Morgens.

Zwischen Hochdruckgebieten über dem Innern Rußlands und der Westhälfte des Erdtheils, wo der Luftdruck über den britischen Inseln und Nordfrankreich, 770 mm übersteigend, am grösten ist, liegt eine umfangreiche Depression zwischen der Ostsee und dem Schwarzen Meer. Bei schwachen, im Osten mäßigen bis starken, westlichen bis nördlichen Winden ist das Wetter in Deutschland im Süden mehrfach heiter, sonst meist trübe, die Morgentemperaturen liegen außer im Nordosten unter der Normale; im Osten und im Süden fiel Regen, in Chemnitz 22, Grünberg 36 Breslau 56 mm. Auch Nordoesterreich hatte starke Regenfälle, Wien 33, Prag 59, Lemberg 32 mm.

Aussichten für die Witterung des 31. Juli in:

Nordwestdeutschland: Etwas kühleres Wetter mit zunehmender Bewölkung und mäßigen nördlichen Winden, stellenweise Regen.

Ostdeutschland. Veränderliches, meist kühles Wetter mit Regenfällen und vorwiegend schwacher Luftbewegung.

Süddeutschland. Wie Ostdeutschland.

Abth. III. W. V. Köppen.

Überschwemmung.

Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.

norddeuts

16



S

O

